



**L'HYDROCHIMIE, MARQUEUR DE L'ÉVOLUTION
A LONG TERME DES VERSANTS MONTAGNEUX
FRACTURÉS VERS DE GRANDS MOUVEMENTS
DE TERRAIN**Application à plusieurs échelles sur la
haute vallée de la Tinée (Mercantour, France) et sur le
versant de Rosone (Gran Paradiso, Italie)

Stéphane Binet

► **To cite this version:**

Stéphane Binet. L'HYDROCHIMIE, MARQUEUR DE L'ÉVOLUTION A LONG TERME DES
VERSANTS MONTAGNEUX FRACTURÉS VERS DE GRANDS MOUVEMENTS DE TER-
RAINApplication à plusieurs échelles sur la haute vallée de la Tinée (Mercantour, France) et sur le
versant de Rosone (Gran Paradiso, Italie). Hydrologie. Université de Franche-Comté, 2006. Français.
NNT: . tel-00090307

HAL Id: tel-00090307

<https://theses.hal.science/tel-00090307>

Submitted on 29 Aug 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

en Cotutelle Franco-italienne présentée à

L'U.F.R. DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE L'UNIVERSITÉ DE
FRANCHE COMTÉ

Pour obtenir les grades de

-DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE FRANCHE-COMTÉ,

Spécialité Sciences de la Terre

-DOCTORE DI RICERCA DEL POLITECNICO DI TORINO,

Specialità Ingegneria Geotecnica

L'HYDROCHIMIE, MARQUEUR DE L'ÉVOLUTION A LONG TERME DES VERSANTS MONTAGNEUX FRACTURÉS VERS DE GRANDS MOUVEMENTS DE TERRAIN

Application à plusieurs échelles sur la haute vallée de la
Tinée (Mercantour, France) et sur le versant de Rosone
(Gran Paradiso, Italie)

Par

Stéphane Binet

Soutenue le 10 mars 2006

Composition du Jury :

J. Mudry	Professeur, Université de Franche-Comté	Directeur
C. Scavia	Professeur, Politecnico di Torino (Italie)	Co-directeur
Y. Guglielmi	Maître de conférence, HDR, Université de Nice Sophia-Antipolis	Co-directeur
A. Parriaux	Professeur, École polytechnique Fédérale de Lausanne (Suisse)	Rapporteur
G.-M. Zuppi	Professeur, Università di Venezia (Italie)	Rapporteur
A.M. Ferrero	Professeur, Università di Parma (Italie)	Examineur
O. Fabbri	Professeur, Université de Franche-Comté	Examineur
C. Bertrand	Maître de conférence, Université de Franche-Comté	Invitée

À mon père

Avant propos et remerciements

Il sera bien souvent question dans ce texte d'interactions entre l'eau et la roche, cependant les interactions les plus importantes, celles qui ont vraiment fait avancer ces travaux sont de l'ordre relationnelles. Ce travail est le fruit de rencontres et de collaborations entrecoupées de longues randonnées au travers des Alpes sous l'œil de l'insaisissable Loup.

Je tiens ici à remémorer ces rencontres, sauf celle du loup dont je n'ai vue qu'une empreinte.

Honneur à mes encadrants, je remercie Jacques Mudry, toujours là (entre deux trains) pour discuter de mes résultats en souriant, ou m'orienter à chaque prise importante de décision. Depuis la MST, toutes ces discussions m'auront transmis ta passion de l'hydrogéologie. Que serait cette thèse sans l'initiateur du sujet, Yves Guglielmi dont l'énergie et les idées m'ont fait fortement progresser, permettant entre autre de mettre en place des projets ambitieux d'instrumentation sur la Tinée et de perfectionner encore et encore ce manuscrit. Merci à Claudio Scavia, d'avoir accepté et pris à cœur cette cotutelle, mon séjour en Italie restera un moment fort de cette thèse. "scussi ma no parlo ancora bene l'italiano". Un encadrement aussi nombreux ne pourrait fonctionner sans une touche féminine, merci à Catherine Bertrand, spécialiste des relations nord sud, toujours là pour me soutenir.

Je remercie sincèrement Aurèle Parriaux, Gian Maria Zuppi, Ann-Maria Ferrero et Olivier Fabbri, qui ont accepté de rapporter et d'examiner ce manuscrit. Franchir le Jura et les Alpes en plein hiver ne c'est pas avéré si facile!

Une partie de ce travail provient de la collaboration avec Thomas Lebourg et Emmanuel Tric qui m'ont initié aux joies de la géophysique électrique en montagne. Je compte sur vous pour continuer les belles expérimentations fatigantes sur le glissement de la Clapière, nécessitant une armée de porteur pour des kilos d'électrodes.

Une autre collaboration remarquable fut celle avec Stefano Campus et Carlo Troisi de l'ARPA Piémont qui m'ont beaucoup apporté par leurs connaissances des instabilités rocheuses. Malgré la barrière de la langue, on finit toujours par se faire comprendre !

Merci à l'ensemble de l'équipe du laboratoire de géosciences, qui m'a fait découvrir la recherche et l'enseignement, c'est agréable de travailler dans la bonne humeur. Je pense plus particulièrement à Patrick Rosenthal qui m'a soutenu et orienté tout au long de mon monitorat.

Bien sur je salue bien bas Bruno Regent l'inépuisable, champion de la randonnée de nuit dans 50 centimètres de neige, sur un glissement de terrain, capable de rendre agréable la manutention de sacs de ciment sur les chemins escarpés de la Tinée ! Je suis désolé pour Serge André qui n'aura pas réussi à m'encarter, et je salue Marguerite Goetghebeur sans qui je ne présenterais pas autant d'analyses chimiques dans ce travail. Travailler avec vous fût un plaisir. Je trinque à la santé des thésards et amis qui ont croisés ma route de vagabond, parmi eux Hervé et Yann, compagnons de terrain, et tout les étudiants de géosciences Azur à Nice. Coté italien, merci à Stefania Marrelo qui m'a très cordialement accueilli à Turin, sans elle je ne serais toujours pas inscrit au politecnico. À Martha, Andreo et les joyeux Erasmus de "l'auberge italienne de la pensione DOMUS" tous unis ou presque autour d'un slogan : Forza Juve.

Je n'oublie pas les bisontains, point de repères de ces trois dernières années. D'Emilien, mon compère du DEUG à Cyril le thésard de l'ouest, ces années de fac m'ont apporté de nombreuses rencontres, Mélanie, Souazic, Sabine, Cécile, Caroline, Dorothee, Sébastien, Charles, Jérôme, Philippe, Jean Daniel, Guilhem, tous membres du joyeux collectif de chrono-éco géosciences, mutualisé pour les pauses cafés, champions des débats au RU et des soirées animées. Un clin d'œil particulier à mon compère Arnaud, pour les longues discussions, quelles soient scientifiques ou revendicatrices sur la condition du thésard, cette complicité fut pour moi d'une grande aide, toi qui a essuyé les plâtres.

J'embrasse tout ceux qui ont su me changer les idées, Mimi, Pierrot, Hélène, Nadège, Faco, Marie, Nico des champs, Nico des villes, Nico de la savane et Nico des montagnes autrement connu sous le nom de Bobette (fait chauffer ton abonnement de ciné), Seb de Nice et Seb de Lyon (La fin des années 70 n'a pas été une période très innovante en ce qui concerne nos prénoms, du coup le surnom est de rigueur), les co-locataires de passage du 13 rue battant, Johanna, Lolo, Caro, Yann, Erlé, Matthieu, Pauline, et tous ceux qui répondent à l'appel des géologues et qui ne sont pas forcément géologue, merci pour ces longues soirées, je dois être comme les loups car sans cette meute je ne serais pas le même ! Mention spéciale à Mireille, re-lectrice de cette thèse. Si je t'avais eu en cours de français plus tôt, on en serait peut être pas arrivé là !

Les agriculteurs comme les géologues, aiment observer la nature (mais pas forcément les loups). J'ai parfois hésité entre ces deux métiers mais me voici maintenant bien engagé. Par là, je veux bien sur en venir à ma famille, merci pour tout, Maman, Elise et Julien, il ne faut pas désespérer, je vais enfin avoir le temps de reprendre quelques kilos. Ma pensée va à celui qui n'aura pas vu l'aboutissement de mes études, Papa, ce travail t'est dédié, cette passion de la nature me vient sûrement de toi.

Pour conclure, le palmarès de la plus belle rencontre de ces trois dernières années revient à ma louve, Florence. Préparer une thèse en même temps n'a pas toujours été quelque chose de facile, mais cela aura permis notre rencontre mon amour !

Merci à la neige et à mes skis

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Dans toutes les régions montagneuses, les instabilités de pentes sont à l'origine de catastrophes engendrant des dégâts matériels importants et parfois des pertes humaines. Pour une bonne gestion du risque de ces zones, il est nécessaire de comprendre les mécanismes contrôlant les mouvements de terrain, en répondant à ces quatre questions principales : quelles sont les zones à risques ? Quand le glissement va-t-il se déclencher ? Comment va-t-il se propager ? Peut-on le stabiliser ? Dans cette démarche, les chercheurs surveillent actuellement les instabilités par des approches géodésiques continues ciblées et interconnectées en réseau ou des systèmes instrumentaux permettant la détection de signaux précurseurs. Les axes de recherche consistent à évaluer les interactions temporelles entre les risques naturels et à éclaircir l'impact de l'histoire climatique, tectonique et anthropique depuis 10000 ans sur le déclenchement des instabilités actuelles de versant. Les déformations gravitaires profondes, font partie des mouvements de terrain les plus complexes, et la possibilité de prévenir leurs évolutions nécessite des approches transdisciplinaires (Bonnard, 2004). Cette complexité des grands glissements de terrain est liée à l'interdépendance de facteurs contrôlant les mécanismes de l'instabilité et à l'estimation du facteur temps indispensable pour réaliser une prévision fiable (Vengeon, 1998). Certaines interactions contrôlant ces mouvements de terrain sont encore mal connues comme celle entre l'eau et la roche. L'eau constitue l'un des facteurs les plus importants dans la dynamique et l'évolution des mouvements de terrain quelle que soit leur ampleur (Tullen, 2002). Il apparaît que, dans de nombreux cas, les vitesses de déplacement, mesurées en surface sont fortement corrélées avec les périodes d'infiltration (Keefer *et al.*, 1987; Noverraz *et al.*, 1998; Guglielmi *et al.*, 2000). Simultanément, la déstructuration du versant, induite par le mouvement, modifie les écoulements souterrains (Furuya *et al.*, 1999), créant des interactions évolutives entre l'eau et la déformation (Rutqvist & Stephansson, 2003).

La compréhension du fonctionnement hydrogéologique des milieux fracturés a bénéficié d'une avancée importante, grâce à l'utilisation de l'hydrochimie, sur les aquifères karstiques par exemple. Cette approche décompose le signal global enregistré aux exutoires et renseigne sur l'origine, le temps de séjour ou les types d'écoulement de l'eau échantillonnée (Fontes, 1976; Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987). Elle permet de contraindre beaucoup plus finement

les modèles d'écoulement souterrain. Les premières applications de l'hydrogéochimie aux versants fracturés instables, apparaissent comme un outil prometteur pour comprendre les écoulements dans ces versants (Vengeon, 1998; Bonzanigo, 1999; Guglielmi *et al.*, 2000; Tullen, 2002).

Cette thèse s'intéresse donc aux interactions entre l'eau et la roche dans les déformations gravitaires profondes, étudiées à travers l'approche indirecte de l'hydrogéochimie. L'objectif est d'apporter des modèles conceptuels, basés sur les connaissances déjà acquises en hydrogéologie afin de hiérarchiser les différentes influences de l'eau sur les déformations. Pour parvenir à cet objectif, une collaboration entre trois laboratoires a été mise en place : Géosciences à Besançon pour l'hydrochimie et l'hydrogéologie, Géosciences Azur à Nice pour les mesures de déformations, la géologie et la géophysique et le Politecnico di Torino (Italie) pour la mécanique des roches. Cette collaboration a pour objectif d'appréhender la complexité des interactions eau / roche, en croisant les différentes méthodes d'investigation propres à chacune des disciplines citées ici.

Ce mémoire présente, en partant de quelques grandes définitions indispensables pour comprendre ces travaux, l'intérêt de recourir à l'hydrogéochimie dans une telle problématique. Ces travaux s'organisent autour d'une approche à échelles multiples basées sur la comparaison d'enregistrements synchrones d'hydrochimie, de météorologie et de déformations du massif, appliqués aux sites alpins de la vallée de la Tinée (Mercantour, France) et du versant de Rosone (Piémont, Italie). Cette méthodologie est d'abord testée sur un site de petite dimension afin d'étudier la réaction couplée hydrogéologique et mécanique, d'une surface de glissement soumis à une charge hydraulique artificielle (Chapitre 2). Le traçage naturel couplé aux mesures de déformation, permet d'appréhender les écoulements dans un massif instable (Chapitre 3). La variabilité spatiale observée sur les différents sites et la comparaison des résultats obtenus aux diverses échelles d'observation nous renseigne sur l'évolution temporelle à long terme de l'hydromécanique des versants (Chapitre 4). L'interprétation des enregistrements synchrones donne accès aux réactions hydrogéochimiques contraintes par les déformations (chapitre 5).

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
SOMMAIRE	3
TABLES DES ILLUSTRATIONS	9
Liste des figures	9
Liste des tableaux et photographies	12
CHAPITRE I : HYDROGÉOCHIMIE EN MILIEU FRACTURÉ INSTABLE :	
PROBLÉMATIQUE ET STRATÉGIE D'ÉTUDE	13
1/ L'EAU DANS LES MILIEUX FRACTURÉS INSTABLES	15
1.1/ Les mouvements de terrain	15
1.1.1/ zone instable et glissement de terrain, définitions	15
1.1.2/ Interdépendance des causes menant un versant vers la rupture	16
1.1.3/ Complexité des déformations gravitaires profondes.	18
1.2/ Hydrogéologie en milieu fracturé	20
1.2.1/ Un milieu hétérogène décomprimé	20
1.2.2/ Diverses méthodes pour décrire le milieu	21
1.2.3/ Effet d'échelle	23
1.2.4/ Caractéristiques des aquifères fracturés de haute montagne	24
1.3/ Influence de l'eau sur la stabilité d'un versant	26
1.3.1/ L'eau, un facteur déclencheur des instabilités	26
1.3.2/ L'eau, un facteur de prédisposition des instabilités	28
2 / HYDROGÉOCHIMIE DU MILIEU FRACTURÉ INSTABLE	29
2.1/ L'hydrogéochimie des aquifères fracturés de socle	29
2.1.1 / Variabilité du signal chimique à la source en fonction de la lithologie de l'aquifère	29
2.1.2 / Cinétiques et équilibres des processus géochimiques	30
2.1.3/ Les mécanismes de la dissolution	31
2.2/ le traçage naturel	32
2.2.1/ processus géochimique et hydrodynamique	32
2.2.2/ Le traçage naturel	33

2.3/ Applications aux glissements de terrain	34
2.3.1/ une approche non intrusive et globale	34
2.3.2/ liens entre hydrogéochimie et hydromécanique	34
3/ MÉTHODOLOGIE ADOPTÉE ET SITES ÉTUDIÉS	35
3.1/ Une approche multi-échelles	35
3.2/ Hydrogéochimie	36
3.3/ Sites étudiés et instrumentés	36
3.3.1/ La haute vallée de la Tinée, (Alpes Maritimes, France) :	37
3.3.2/ Le versant instable de Rosone (Piémont, Italie)	42
3.4/ Les outils d'observation et d'analyse mis en oeuvre	43
3.4.1/ La Cartographie	43
3.4.2/ Mesures de déformations par tachéométrie	44
3.4.3/ L'hydrochimie	46
 CHAPITRE II : ANALYSE EXPERIMENTALE IN SITU DES ÉCOULEMENTS À TRAVERS UNE SURFACE DE GLISSEMENT	 49
 EXPERIMENTAL ANALYSIS OF GROUNDWATER FLOW THROUGH A LANDSLIDE SLIP SURFACE USING NATURAL AND ARTIFICIAL WATER CHEMISTRY TRACERS	 50
Abstract	50
1/ Introduction	51
2/ Description of the site	52
2.1/ Location	52
2.2/ Geometry of the superficial landslide	52
2.3/ Activity	54
3/ Methods	56
3.1/ Protocol of water injection	56
3.2/ High accurate geodetic monitoring, during water injection	56
3.3/ Tracer test	57
3.4/ Estimations of indirect hydrodynamic parameters	58
4/ Results	59
4.1/ Natural spatial variability of the water chemistry	59
4.2/ Outflows after injection	60
4.3/ Time variations after injection	62

4.4/ Estimation of hydraulic parameters _____	64
5/ Hydro-mechanical behavior of the slip surface _____	66
5.1 / Implication for methodology _____	66
5.2/ Estimation of the hydraulic conductivity of the slip surface _____	66
5.3/ Implication for stability _____	67
6/ Conclusion _____	67
<i>CHAPITRE III : INTERACTIONS ENTRE ÉCOULEMENTS, ET DÉFORMATIONS DANS UN MASSIF FRACTURÉ INSTABLE _____</i>	<i>69</i>
<i>Étude du versant de Rosone (Alpes italiennes) _____</i>	<i>69</i>
<i>CHARACTERIZATION OF A FLOW IN A FRACTURED UNSTABLE SLOPE, USING HYDROCHEMICAL METHODS. _____</i>	<i>70</i>
Abstract _____	70
1/ Introduction _____	71
2/ Geomorphology of the Rosone slope _____	71
3/ Methodology _____	74
4/ Hydrogeology of the unstable slope _____	76
4.1/ Relation between gravitational structures and hydrogeology _____	76
4.2/ Water origin and boundary conditions: spatial variations of water chemistry _____	80
4.3/ Water budget _____	82
4.4/ hydraulic properties of the aquifers _____	82
5/ Discussion _____	83
5.1/ Conceptual model of groundwater flow _____	83
5.2/ Slope diffusivity evolution _____	85
6/ Conclusion _____	87

CHAPITRE IV : ÉVOLUTION A LONG TERME DES AQUIFÈRES FRACTURÉS VERS DE GRANDS GLISSEMENTS DE TERRAIN	88
<i>Étude de la haute vallée de la Tinée (Alpes françaises)</i>	88
UNSTABLE ROCK SLOPE HYDROGEOLOGY: INSIGHTS FROM THE LARGE- SCALE STUDY OF THE WESTERN ARGENTERA-MERCANTOUR SLOPES	89
Abstract	89
2/ Analysis of unstable slope hydrogeology protocol	91
2.1/ Geomorphic, geologic and hydrogeological context	91
2.2/ Methodology	93
3/ Results: correlation between gravitational structures and slope hydrogeology	95
3.1/ Geometry of the reservoirs	95
3.2 / Analysis of origin of infiltration waters deduced from spatial variations of water chemistry	97
3.3/ Destabilization effect on infiltrated water	98
3.4/ Destabilization effect on the flows	100
4/ Discussion of a conceptual model of underground flow in unstable slopes	101
4.1/ Model	101
4.2/ Flow paths evolution in the slope	103
4.3/ Slope diffusivity evolution	104
Conclusion	105
 CHAPITRE V : INTERACTIONS HYDRO-MÉCANO-CHIMIQUES EN ZONES INSTABLES	 106
VARIABILITY OF THE GROUNDWATER SULFATE CONCENTRATION IN FRACTURED ROCK SLOPES: A SHORT TERM TOOL TO IDENTIFY ACTIVE UNSTABLE AREAS	107
Abstract	107
1/ Introduction	108
2/ Mechanical, hydrogeological and geochemical behaviours of gneissic rocks	108
Hydro-mechanical coupled effect on slope stability	109
Interactions between weathering and mechanics	109
Parameters controlling the water / rock interactions in fractured and weathered gneisses	110
3/ Methodology	111

4/ SO_4^{2-} content modified by small mechanical perturbations	114
5/ Field measurements of sulfate and correlation with instabilities	115
5.1/ Spatial variability of sulfate concentrations in water	115
5.2/ Temporal evolution	117
5.3/ In situ analysis of fractures walls	119
6/ Discussion	120
6.1/ Origin and parameters controlling the SO_4^{2-} variability of the weathering water	120
6.2/ Sulfate availability in an unstable area	121
7/ Conclusion	123
 <i>CHAPITRE VI, PERSPECTIVES : INTERACTIONS HYDRO-MÉCANO-CHIMIQUES</i>	 126
 <i>1/ EXTENSION DU MODÈLE CONCEPTUEL A L'ÉCHELLE DU MASSIF</i>	 127
<i>CRISTALLIN : RELATION ENTRE GRANDES FAILLES ET ZONES INSTABLES</i>	127
1.1/ Instabilités de versant, failles actives et eaux profondes	127
1.2/ Observations hydrochimiques à proximité de zones instables	128
1.2.1/ Comparaison des teneurs en chlorure et lithium dans la Vallée de La Tinée	128
1.2.3/ Comparaison des teneurs en chlorure et de la saturation de la calcite dans la vallée de l'Orco	130
1.3/ Discussion : relation entre les grandes failles et les instabilités	133
 <i>2/ QUANTIFICATION DE LA VARIABILITÉ DES SULFATES INDUITE PAR LES</i>	 135
<i>INTERACTIONS HYDRO-MÉCANO-CHIMIQUES</i>	135
2.1/ Théorie	135
2.2/ Calibration des différents paramètres influençant les teneurs en sulfate a la source	136
2.3/ Résultats	138
2.4/ Discussion	139
2.5/ Conclusion	140

CONCLUSION GENERALE	142
RÉFÉRENCES	147
 ANNEXE I: GEOPHYSICAL SURVEY TO ESTIMATE THE 3D SLIDING SURFACE AND THE 4D EVOLUTION OF THE WATER PRESSURE ON PART OF A DEEP SEATED LANDSLIDE	 157
ANNEXES II: COUPLING BETWEEN HYDROGEOLOGY AND DEFORMATION OF MOUNTAINOUS ROCK SLOPES: INSIGHTS FROM LA CLAPIÈRE AREA (SOUTHERN ALPS, FRANCE)	159
ANNEXES III: CARTES HYDROGEOLOGIQUES ET COUPES	161
1/ La vallée de la Tinée	161
2/ Carte hydrogéologique de Valabres	161
3/ Détail du versant de la Clapière	161
4/ Coupes	161
5/Le versant de Rosone	161
ANNEXES IV: ANALYSES CHIMIQUES SUR LES VALLÉES DE LA TINÉE ET DE L'ORCO	169
1/ Vallée de la Tinée, campagne d'été 2003 et 2004	169
2/ Versant de Rosone, campagne d'été 2004 et décembre 2004	169
3/ Suivi au pied du glissement de la Clapière, 1995 à 2004	169
4/ Suivi de la source 5, 1995 à 2000	169
5/ Suivi de Luicetta (Valabres) 2003 à 2004	169
RÉSUMÉ	190
ABSTRACT	190

TABLES DES ILLUSTRATIONS

Liste des figures

<i>Fig.1. 1 : Relation entre les facteurs de prédisposition, les facteurs préparatoires et les facteurs déclenchants des glissements de terrain (D'après Finlayson et Stanthal, 1980 ; modifié par Gunzburger, 2004) (Gunzburger, 2004)</i>	<i>17</i>
<i>Fig.1. 2 : Occurrence des déformation gravitaires profondes dans les Alpes italiennes (Barla et Chiriotti, 1995).</i>	<i>19</i>
<i>Fig.1. 3 : Structures morphologiques typiques des déformations gravitaires profondes (Agliardi et al., 2001) ..</i>	<i>20</i>
<i>Fig.1. 4 : Modèle hydrogéologique pour les sources dans le cristallin alpin (Maréchal, 1998).</i>	<i>21</i>
<i>Fig.1. 5 : Variabilité des valeurs de perméabilités en fonction de l'échelle d'observation. Mesures réalisées sur 82 sites, mesures réalisées ° en laboratoire (pression de confinement 22MPa) □ entre packers * inversion des hydrogrammes, # par traçage artificiel. (Clauser, 1992)</i>	<i>23</i>
<i>Fig.1. 6 : Synthèse bibliographique du fonctionnement des aquifères fracturés en milieu cristallin soumis à un climat montagnard. Les numéros renvoient au texte.....</i>	<i>25</i>
<i>Fig.1. 7: Couplage hydromécanique dans un massif fracturé (Rutqvist et Stephansson, 2003).</i>	<i>27</i>
<i>Fig.1. 8: Démonstration des interactions eau / déformation dans un massif instable par le drainage (Bonzanigo et al., 2001)</i>	<i>28</i>
<i>Fig.1. 9 : Composition chimique type de l'eau circulant dans des roches silicatées. La silice est exprimée en mmol /L, et les ions en meq/L (Appello et Postma, 1996, modifié de Hem, 1985)</i>	<i>29</i>
<i>Fig.1. 10 : Domaine de la cinétique et de l'équilibre (Appello et Postma, 1996).....</i>	<i>31</i>
<i>Fig.1. 11 : Lien entre l'hydrodynamique et l'hydrochimie.</i>	<i>32</i>
<i>Fig.1. 12 : interactions hydrogéologique, mécanique et chimique dans les versants instables</i>	<i>34</i>
<i>Fig.1. 13 : localisation de la vallée de la Tinée (1) et du versant de Rosone (2).....</i>	<i>37</i>
<i>Fig.1. 14: Représentation schématique des différents mouvements de versants dans le secteur de la Haute Tinée; 1- socle du Mercantour ; 2- Zones alpines internes ; 3- Zone mylonitisée ; 4- Faille ; 5- Eboulement ; 6- Désagrégation en place et fluage ; 7- Glissement/effondrement de versant ; 8- Effondrement en crête ; 9- Limite de la zone atelier.</i>	<i>38</i>
<i>Fig.1. 15 : Carte géologique simplifiée de la vallée de la Tinée, levée par Y. Guglielmi. Noter la présence d'un réseau de failles à fort pendage, et l'espacement moyen entre les failles de l'ordre de 200 m</i>	<i>40</i>
<i>Fig.1. 16 : Instrumentation sur le versant de La Clapière, utilisée dans la suite du manuscrit.....</i>	<i>41</i>
<i>Fig.1. 17 : Carte géologique au 1/50000 levée par le service géologique d'Italie et localisation du glissement de Rosone.....</i>	<i>42</i>
<i>Fig.1. 18: La méthode de mesure des déformations par tachéométrie</i>	<i>45</i>
<i>Fig.1. 19 : Matériel de terrain pour l'hydrogéochimie, A/ pluviomètre B/ instrumentation à la source</i>	<i>47</i>

<i>Fig.2. 1 : Geomorphological context of the foot of the slope, (Lebourg et al., 2005, Appendix 1)</i>	53
<i>Fig. 2. 2 : Activity during the years 2003: identification of the slip surfaces with geophysical cross section and displacement, measured with tacheometer A/ map B/ cross section</i>	55
<i>Fig. 2. 3: Natural tracer variability (2003 hydrological cycle)</i>	59
<i>Fig. 2. 4 : Spatial variability of water chemistry and localization of artificial tracer outflow</i>	61
<i>Fig. 2. 5 : Correlation between slip surface and outflows in cross section</i>	62
<i>Fig. 2. 6 : hydrograph separation</i>	63
<i>Fig. 2. 7 : Tracer test breakthrough</i>	64
<i>Fig. 2. 8 : Conceptualisation of Flows for backcalculation of hydraulics parameters A/ cross section of the slope, B/ conceptualisation</i>	65
<i>Fig.3. 1: Geologic and geomorphologic setting of the Rosone slope</i>	73
<i>Fig.3. 2: Protocol to estimate infiltrated water on the slope and estimate hydrodynamics parameters</i>	75
<i>Fig.3. 3: Schematical view of the main scarp in the Rosone Slope from a photo, located in fig.1 (a-a')</i>	77
<i>Fig.3. 4: Hydrogeology of the Rosone Slope, map of the slope with recharge area, collapsed area, and a classification of the water chemical results.</i>	79
<i>Fig.3. 5: Detail of the Bertodasco sector: A/ geomorphological and instrumentation map, B/ hydrogeological cross section</i>	80
<i>Fig.3. 6: water chemistry and isotopic measurements in the Rosone slope.</i>	81
<i>Fig.3. 7: Frequencies of the transit time between infiltration periods and water pressure increasing, in the Bertodasco sector, for 100 floods between 2000 and 2004.</i>	83
<i>Fig.3. 8: Hydrogeological cross-section in the Rosone slope, with water head in boreholes and spring location</i>	84
<i>Fig.3. 9: Time head measurements in the Piezometer PZI from 2000 to 2004</i>	85
<i>Fig.3. 10: In situ characterization of a flow deformation damage coupling phenomena</i>	86
<i>Fig.4. 1: Hydrogeology of the Tinée valley: A/ geomorphological and hydrogeologic maps, B/ hydrochemical variability for major perennial springs, C/ hydrogeological cross section of the La Clapière slope</i>	92
<i>Fig.4. 2: Hydrogeological details of unstable areas, of A/ Valabres, B/ La Clapière, C/ Clai and D/ Malbosc slopes</i>	96
<i>Fig.4. 3 Water content of the springs sampled in the Tinée valley (August 2003). Characterization of two different aquifers</i>	98
<i>Fig.4. 4: Time series conductivity measurements, for 4 springs, after 2003 November the first flood</i>	101
<i>Fig.4. 5: Conceptual model of flow in an unstable slope</i>	102
<i>Fig.4. 6: Long term evolution of the coupled effect between water seepage and slope destabilization</i>	104

<i>Fig.5. 1: Location of the sampled springs. A/ structural map of the Alps, B/ location of the springs in the Rosone slope (Grande Paradiso gneiss), C/ location of springs in the Tinée Valley (Mercantour massif).....</i>	<i>113</i>
<i>Fig.5. 2: Experimental study of mean parameters controlling the gneiss dissolution and its effects on the SO₄²⁻ / Ca²⁺ ratio. A/ protocol B/ time evolution of the dynamic of sulfate acquisition in a gneissic rock.....</i>	<i>114</i>
<i>Fig.5. 3: Spatial variability of water content measured in the springs of gneissic aquifers: A/ in the Tinée valley and B/ in the Orco valley</i>	<i>116</i>
<i>Fig.5. 4: Temporal evolution of the sulfate concentration measured in a spring draining a very active unstable area, at the foot of La Clapière landslide: A/ correlation between sulfate content during a low water period and landslide downward velocity, B/ evolution of the SO₄ versus Ca content during these seven years and C/ detail of the 2002 sulfate decreasing related to other major ions.....</i>	<i>118</i>
<i>Fig.5. 5: Observations of fracture walls with electronic microscope and micro-probe results in A/ unstable area with fresh fractures B/ stable area with a thin ferric layer.....</i>	<i>119</i>
<i>Fig.5. 6 : Schematic evolution of SO₄²⁻ /Ca²⁺ with slope instability</i>	<i>123</i>
 <i>Fig.6. 1 : Localisation des thermes de Vinadio.....</i>	 <i>129</i>
<i>Fig.6. 2 : Comparaison de la chimie des sources de la Tinée et de celles des thermes de Vinadio.....</i>	<i>130</i>
<i>Fig.6. 3 : Modèle conceptuel hydrogéologique à l'échelle de la Vallée de l'Orco (Sacchi et al., 2004). I = sources drainant des écoulements superficiels, II = source d'eaux profondes.....</i>	<i>131</i>
<i>Fig.6. 4: Evolution de l'indice de saturation en calcite en fonction des teneur en chlorure, ▲ sur le versant de Rosone, ● sur l'ensemble de la vallée de l'Orco. Références tirées de Sacchi et al. 2004 montrant les relations entre eau profonde et chlorure. Les lignes en pointillé représentent des calculs théoriques de mélange entre le pôle profond ScO₄ et l'eau de l'aquifère perchée (5) ou l'eau de l'aquifère fracturé (19).....</i>	<i>132</i>
<i>Fig.6. 5: Carte géologique et localisation des zones instables dans le massif du Mercantour.....</i>	<i>133</i>
<i>Fig.6. 6 : Estimation de la part d'eau non-gneissique composant l'eau de la source 15 au pied de la Clapière par comparaison avec les teneurs maximales observées dans les Alpes Maritimes (Hypothèse d'un mélange conservatif). Les fortes minéralisations proviennent dans ce contexte d'eau venant du Trias (ex : Breuil, Reynaud, 2000) ou d'une circulation profonde (ex : Vinadio, Michard 1989). Le troisième pôle est constitué par la galerie de Valabres représentant le pôle gneiss</i>	<i>137</i>
<i>Fig.6. 7: Modélisation analytique des variations en sulfate au pied du versant de la Clapière, A/ résultat pour différentes surfaces de réaction B/ paramètre du modèle.....</i>	<i>139</i>
 <i>Conclusion 1: Modèle conceptuel des écoulements en milieu fracturé instable.....</i>	 <i>143</i>

Liste des tableaux et photographies

<i>Photo 1. 1 : Extension des instabilités gravitaires dans la vallée de la Tinée</i>	<i>35</i>
<i>Photo 1. 2 : Le glissement de la Clapière et les gorges de Valabres</i>	<i>39</i>
<i>Photo 1. 3: Le versant de Rosone.....</i>	<i>43</i>
 <i>Photo 2. 1 : Geomorphological features in 2002.....</i>	 <i>54</i>
 <i>Table 2. 1 : initial content of water before the injection.....</i>	 <i>57</i>
<i>Table 2. 2: Estimated parameters, from artificial tracer test and geo-electrical data.....</i>	<i>66</i>
 <i>Table 3. 1: Water balance on the Rosone slope, with groundwater data from June 2004.....</i>	 <i>82</i>
 <i>Table.4. 1: Specific yields estimated for fractured and decomprimed aquifers</i>	 <i>99</i>
<i>Table.4. 2 water balance for springs in the decompressed aquifers</i>	<i>99</i>
<i>Table.4. 3 Hydrogeological characteristics of three springs, representative of draining of a trench, a collapsed area and a fractured aquifer</i>	<i>100</i>
 <i>Table 5. 1: Chemical equations of the sulfate and calcium dissolution in a gneissic media, and percentage of mineral assessed in La Clapière slope by Guglielmi et al., (2002).....</i>	 <i>110</i>
<i>Table 5. 2: Mean gneiss composition and variability on La Clapière slope in percent of oxide</i>	<i>114</i>
<i>Table 5. 3: Maximum chemical content (during a water year cycle) and mean residence time (estimated by dilution after a flood) in three temporal monitored springs. The sulfate content is relatively higher in the unstable area.....</i>	<i>117</i>

CHAPITRE I : HYDROGÉOCHIMIE EN MILIEU FRACTURÉ INSTABLE : PROBLÉMATIQUE ET STRATÉGIE D'ÉTUDE

Depuis des années, les scientifiques cherchent à comprendre les mécanismes qui prédisposent, préparent et déclenchent ces glissements de terrain. Cependant l'hétérogénéité du milieu géologique rend délicate la compréhension de ces phénomènes. La présence d'eau dans le massif, combinée à de nombreux autres facteurs, engendre une interdépendance de ceux ci, qui vont prédisposer et ou déclencher la catastrophe.

Devant la complexité des phénomènes observés, nous proposons dans ce mémoire d'utiliser une approche indirecte afin de localiser les zones saturées en eau dans les massifs instables. Cette étape améliore la compréhension des répartitions de pression dans le massif et apporte une contribution supplémentaire dans la collaboration transdisciplinaire nécessaire à l'étude de ces versants. Ainsi l'hydrogéochimie renseigne sur les circulations d'eau souterraine et l'état d'altération de la roche. Les résultats seront comparés aux données de déformation du versant.

Cette méthode est appliquée sur deux versants alpins en milieu fracturé soumis à de nombreuses instabilités de versant: la vallée de la Tinée (Alpes maritime) et la vallée de l'Orco (Piémont).

1/ L'EAU DANS LES MILIEUX FRACTURÉS INSTABLES

1.1/ Les mouvements de terrain

1.1.1/ zone instable et glissement de terrain, définitions

Une « zone instable » est un terme générique qui englobe tous les types de mouvements de versant. Cette appellation regroupe de nombreux phénomènes : les chutes de blocs, les effondrements, les écroulements, les glissements de terrain... La classification des différents mouvements sera fonction des matériaux impliqués, des vitesses de déplacement, des volumes mis en jeu ou des mécanismes physiques sous-jacents. Les critères et la terminologie varient en fonction des auteurs et de leur approche (Gunzburger, 2005).

Dans ce manuscrit, quelques termes vont revenir fréquemment. D'après la définition du dictionnaire de géologie (Foucault & Raoult, 2001), un glissement de terrain est un mouvement de masse rapide d'une partie du matériel d'un versant, vers le bas, avec une composante horizontale non négligeable. On peut distinguer deux grands types :

- (i) une partie du versant se détache en bloc, soit le long d'un plan de glissement déjà existant (diacalse, surface de stratification), soit avec formation d'une cassure parfois courbe
- (ii) la solifluxion lorsque le glissement s'écoule comme une masse boueuse à partir d'une niche de décollement. Un éboulement de rochers correspond à un mouvement rapide avec une composante principalement verticale. Ces événements catastrophiques correspondent au résultat visible d'un processus de déformation à plus long terme (Agliardi *et al.*, 2001).

Si l'on étudie les déformations sur l'ensemble d'un versant, on peut observer des phénomènes de mouvements de versant beaucoup plus lents. La terminologie utilisée ici se base sur la classification de Hutchinson (1988) qui distingue différentes familles en fonction de leurs caractéristiques géologiques et hydrogéologiques. Le versant peut subir :

- (i) un basculement définissant un passage d'une position à une autre, avec une faible amplitude de mouvement, en pivotant sur un axe ;

- (ii) une reptation caractéristique d'un mouvement en une descente lente le long des pentes relativement abruptes ;
- (iii) des mouvements d'affaissement ou de rupture interne (Vengeon, 1998) qui correspondent à un abaissement lent et progressif du sol, acquis suite à un mouvement gravitaire. Malgré l'absence d'indice de déplacement au pied du versant, ces déformations affectent les crêtes et donnent naissance à des morphostructures caractéristiques. Ainsi le versant subit une déformation profonde qui, dans l'état actuel, ne peut pas être qualifiée de glissement de terrain.

1.1.2/ Interdépendance des causes menant un versant vers la rupture

Ces déformations de versant se développent sous l'action conjointe d'une force motrice (le poids des terrains) et de plusieurs facteurs intervenant à des échelles différentes. Pour hiérarchiser ces causes, le modèle de Finlayson et Statham (1980) distingue différents types de facteurs, de prédisposition, préparatoires et déclencheurs. Ces différents facteurs qui se superposent peuvent être d'origine mécanique, thermique ou hydrogéochimique. Au cours du temps, la résistance du versant et les sollicitations qu'il subit évoluent (Fig.1.1). Elles sont représentées dans la Figure 1.1 par les deux courbes. Il y a rupture quand la sollicitation est plus importante que la résistance du matériau. Ce modèle représente l'évolution d'un versant avant la rupture. Dès lors les matériaux altérés vont être évacués et le cycle peut recommencer. Les matériaux fraîchement mis à l'affleurement présentent les propriétés de résistance d'un versant plus sain, ce qui correspond sur ce graphique à une réinitialisation du facteur temps.

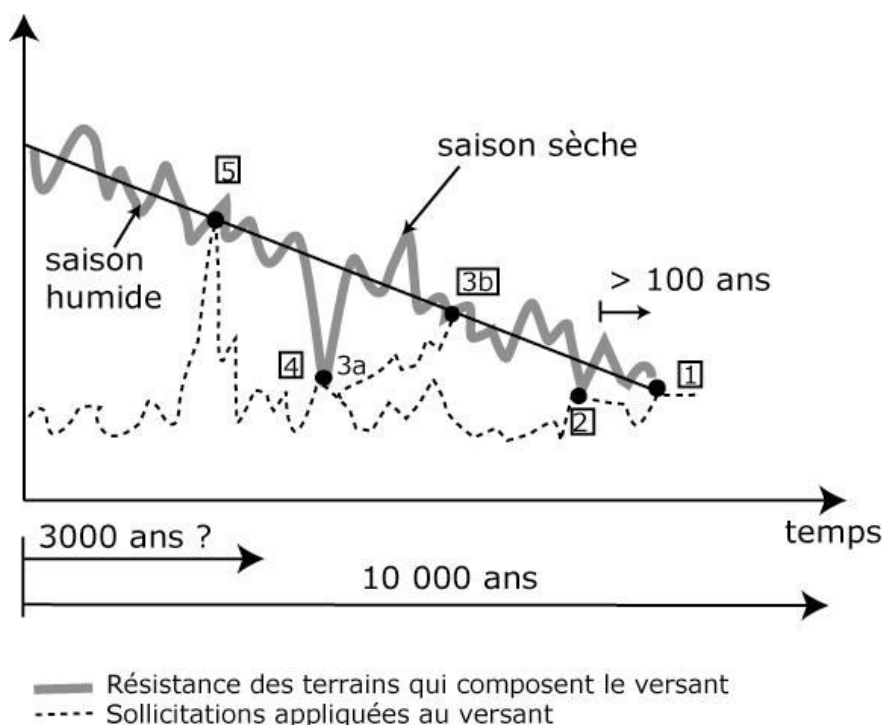


Fig.1. 1 : Relation entre les facteurs de prédisposition, les facteurs préparatoires et les facteurs déclenchants des glissements de terrain (D'après Finlayson et Stanthal, 1980 ; modifié par Gunzburger, 2004)

La résistance initiale dépend des facteurs de prédisposition qui seront par exemple, la géométrie du versant, le type de matériau et le climat du secteur. Au point (1) de la Figure 1.1, la rupture résulte d'une diminution de résistance à long terme (de l'ordre de 10 000 ans) comme l'alternance du gel / dégel, les contrastes de température de forte amplitude, le vieillissement par l'altération géochimique qui vont déstructurer les matériaux. Aux points (2) et (4), la résistance diminue brusquement (court terme) suite à un épisode pluvieux qui provoque une rupture. Un épisode pluvieux sera suffisant pour engendrer une crise selon son intensité d'une part et, d'autre part, selon l'état d'altération et le degré de saturation en eau du massif.

Conjointement à ces évolutions de la résistance, la sollicitation que subit le massif peut évoluer dans le temps. À moyen terme, une modification de la géométrie en pied de talus (3A) peut modifier de façon irréversible les contraintes dans le massif et provoquer une rupture (3B) découlant de cette modification à échéance variable. À très court terme, un séisme (5) peut déstabiliser le versant sous l'effet d'un ébranlement sismique.

1.1.3/ Complexité des déformations gravitaires profondes.

Si l'on considère la chaîne alpine, les grands mouvements de versants se rencontrent fréquemment dans les massifs cristallins (Barla & Chiriotti, 1995). Dans la région Piémont (Italie), plus de 200 déformations gravitaires profondes ont été recensées (Fig.1.2) menaçant les infrastructures et les villages des vallées. Une bonne prévention des risques se heurte à la compréhension des mécanismes de rupture, fortement influencés par la complexité de la géologie en terrain cristallin.

La présence d'une déformation gravitaire profonde est généralement diagnostiquée grâce aux caractéristiques géomorphologiques du versant (Agliardi *et al.*, 2001) : la taille du phénomène est à l'échelle de la pente entière et les déplacements actuels sont de l'ordre du millimètre par an. Le versant présente des glissements de plus petite ampleur et des zones affaissées au sommet. Le mouvement crée des structures morphologiques caractéristiques (Fig.1.3).

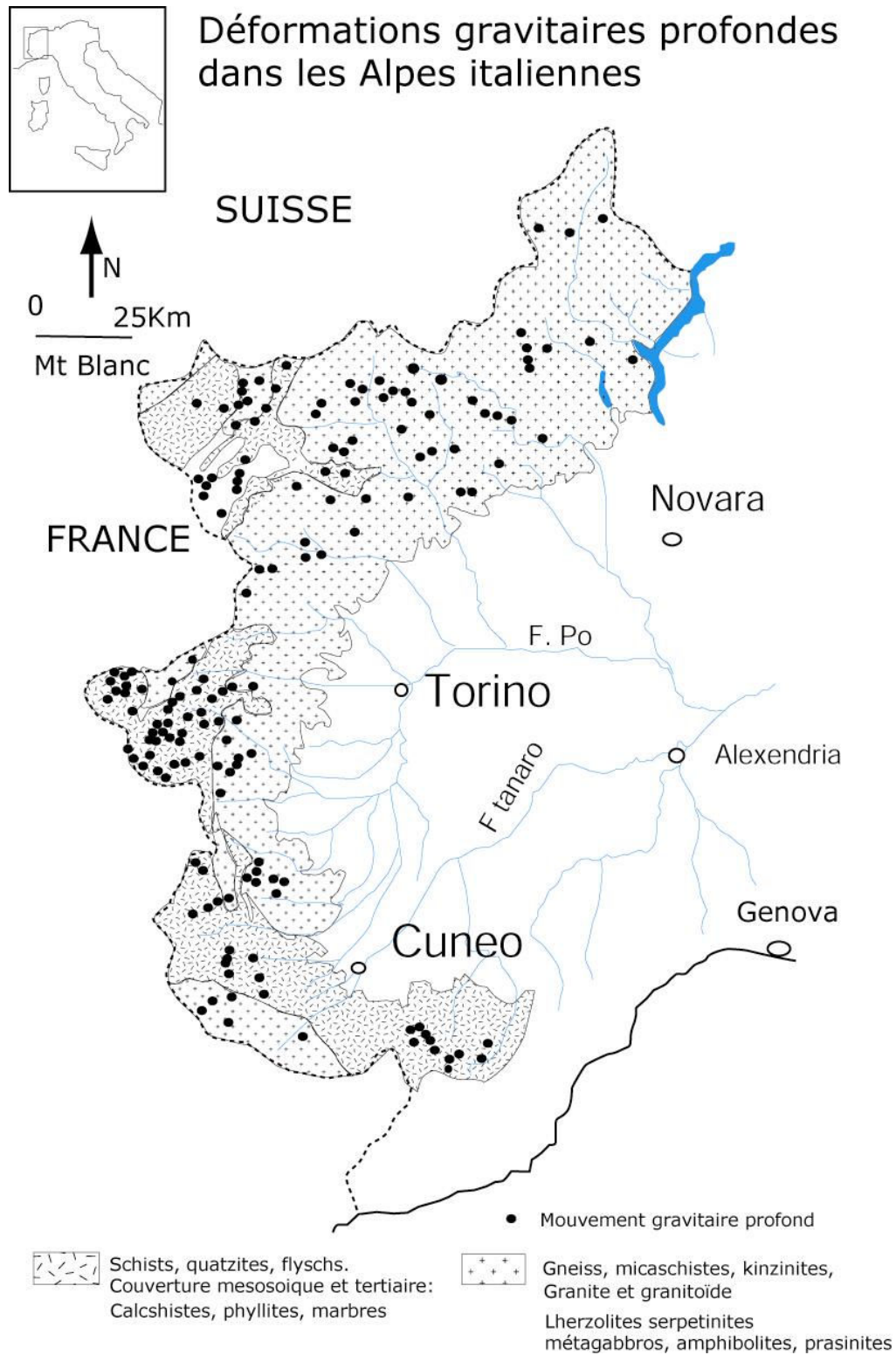


Fig.1. 2 : Occurrence des déformation gravitaires profondes dans les Alpes italiennes (Barla & Chiriotti, 1995).

La partie supérieure de la pente est composée de doubles crêtes, d'escarpements ou de contrepentes, qui relaient le mouvement. La plupart du temps, les structures géologiques préexistantes servent de guide à la déformation. Dans le cas d'ouverture de crevasses et de doubles crêtes, des phénomènes de remplissage par les colluvions vont combler la zone laissée vide. L'ensemble de ces structures accommode le mouvement global du versant. En pied de versant, le mouvement se traduit par un bombement qui peut donner naissance à un glissement de terrain de grande ampleur.

La compréhension de ces phénomènes constitue un axe de recherche important, principalement dans les pays les plus affectés, comme l'Italie, le Japon, la Suisse, les Etats-Unis, la Chine et Nouvelle Zelande et la France (Sassa, 1989; Barla & Chiriotti, 1995; Scavia, 1995; Cruden & Varnes, 1996; Noverraz *et al.*, 1998; Vengeon, 1998; Follacci, 1999; Furuya *et al.*, 1999; Agliardi *et al.*, 2001; Crosta, 2001; Forlati *et al.*, 2001; Guglielmi *et al.*, 2002; Tang *et al.*, 2002; Bonnard, 2004; Durville *et al.*, 2004; Eberhardt *et al.*, 2005).

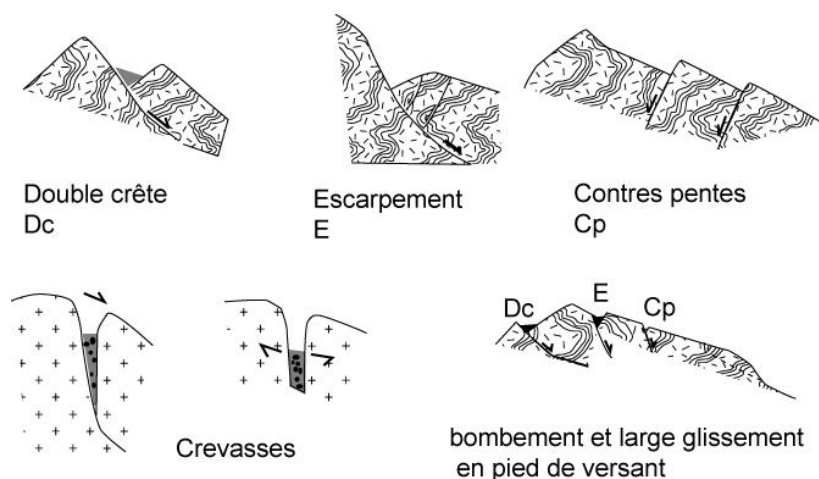


Fig.1. 3 : Structures morphologiques typiques des déformations gravitaires profondes (Agliardi *et al.*, 2001)

1.2/ Hydrogéologie en milieu fracturé

1.2.1/ Un milieu hétérogène décomprimé

Les aquifères fissurés sont des milieux hétérogènes et anisotropes. Ils sont composés d'une matrice rocheuse le plus souvent quasiment imperméable, cependant le terme d'aquifère est utilisé puisque ces réservoirs contiennent de l'eau dans les discontinuités de la roche. Ces

discontinuités peuvent être très transmissives ou jouer le rôle de stockage, en fonction de leurs ouvertures et de leur degré de connectivité.

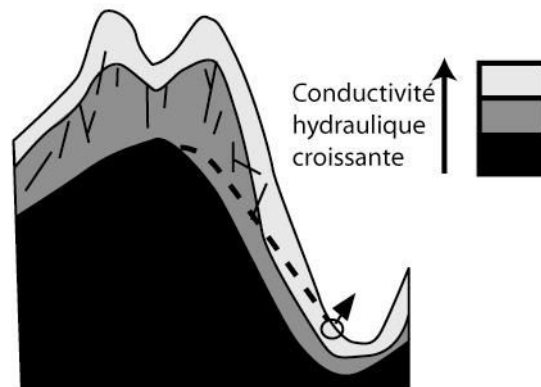


Fig.1. 4 : Modèle hydrogéologique pour les sources dans le cristallin alpin (Maréchal, 1998).

Si la roche est composée de plusieurs familles de discontinuités, les écoulements auront lieu dans un milieu à perméabilité et porosité multiples, où la zone décomprimée proche de la surface joue le rôle de réservoir (Fig. 1.4).

1.2.2/ Diverses méthodes pour décrire le milieu

L'approche discrète

Pour décrire les écoulements dans le milieu fracturé, la loi "cubique" (équation 1) dérivée des équations de Navier-Stokes décrit le débit d'eau entre deux plaques, que l'on assimile idéalement à deux plans parallèles lisses (Louis, 1974).

$$(1) \quad Q = \frac{1}{12 \cdot \eta} \cdot \left(-\frac{\partial p}{\partial x} \right) \cdot e^3$$

Q est le débit d'eau par unité de longueur (m^3/s), $(\delta p / \delta x)$ est le gradient de pression de fluide dans la direction d'écoulement, η ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) représente la viscosité dynamique du fluide et e (m) l'ouverture hydraulique de la fracture. Le paramètre clé à estimer est l'ouverture hydraulique des fractures, qui peut être différente de l'ouverture proprement dite si la fracture est constituée d'aspérités, si elle n'est pas lisse ou si une partie de celle-ci est en contact avec la face opposée.

L'approche stochastique

Pour travailler à l'échelle d'un massif fracturé, et estimer une perméabilité globale du milieu, une approche consiste à considérer le milieu fracturé comme un milieu poreux équivalent (Guimera & Carrera, 2000; Selroos *et al.*, 2002; Dewandel *et al.*, 2003). La condition est souvent de travailler sur un milieu suffisamment grand pour que la densité du réseau de fractures permette cette approximation.

Ainsi, les deux paramètres indispensables pour décrire les flux de fluide dans un milieu continu sont la conductivité hydraulique, la porosité et l'emmagasinement.

Henri Darcy en 1856, définit une perméabilité intrinsèque de l'aquifère k (m^2) et une conductivité hydraulique K (m/s) fonction de l'aquifère et du fluide qui le traverse (Equation 2)

$$(2) \quad K = k \cdot \frac{\gamma}{\eta} = k \cdot \frac{\rho \cdot g}{\eta}$$

γ est le poids volumique ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-2}$), ρ la masse volumique (kg/m^3) et η sa viscosité dynamique ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) du fluide.

Si l'on se place dans le cas d'un milieu poreux équivalent les conditions sont réunies pour appliquer la loi de Darcy (3) et utiliser les méthodes usuelles du milieu poreux.

$$(3) \quad Q = K A i$$

Q est le débit (m^3/s) A est la section d'écoulement (m^2), K la conductivité hydraulique (m/s) et i le gradient.

Il est possible de la relier à l'ouverture hydraulique moyenne de discontinuité de l'aquifère, ce qui permet de faire le lien avec la loi cubique (Singhal et Gupta, 1999 tiré de Gehlin *et al.* 2003). Si l'on considère maintenant des écoulements dans les trois dimensions, le milieu étant anisotrope, la valeur de conductivité hydraulique va varier dans les trois directions de l'espace. On définit donc un tenseur de perméabilité (K_x , K_y , K_z) afin de décrire au mieux l'aquifère.

A l'échelle du massif, la porosité Φ est estimée par le rapport entre la vitesse de Darcy v_d et la vitesse des particules v_p (Equation 4). Cette définition simple est très utilisée dans l'interprétation des tracages artificiels.

(4) $\Phi = \frac{v_d}{v_p}$ (De Marsily, 1981; Ours *et al.*, 1997; Guimera & Carrera, 2000; Gehlin & Hellstrom, 2003)

L'approximation du milieu équivalent n'est plus possible si l'on s'intéresse à des effets couplés entre pression et déformation. Dans ce cas, les interactions entre la température, la porosité et l'élasticité du milieu ne peuvent plus être négligées.

1.2.3/ Effet d'échelle

Une conséquence directe des écoulements dans les discontinuités, ayant chacune différentes caractéristiques, se traduit par l'effet d'échelle sur les perméabilités (Fig.1.5).

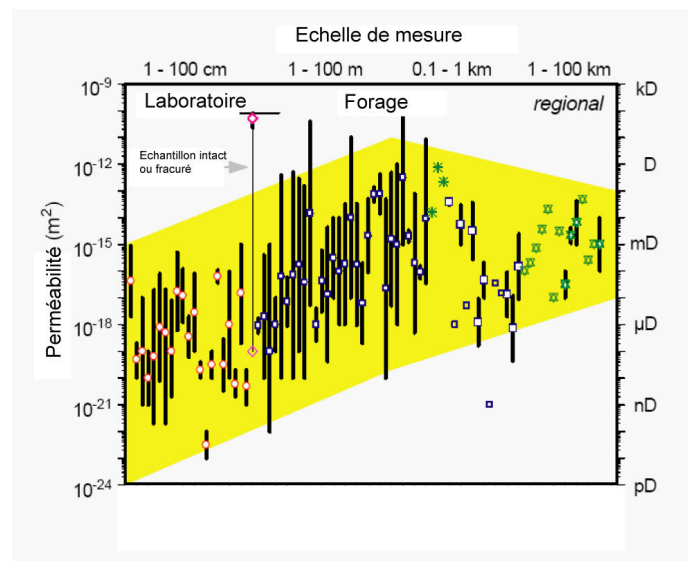


Fig.1. 5 : Variabilité des valeurs de perméabilités en fonction de l'échelle d'observation. Mesures réalisées sur 82 sites, mesures réalisées \circ en laboratoire (pression de confinement 22MPa) \square entre packers * inversion des hydrogrammes, # par traçage artificiel. (Clauser, 1992)

En fonction de l'échelle d'observation, la mesure de perméabilité va englober ou non différentes familles de discontinuités. Celles-ci peuvent avoir un espacement moyen allant du millimètre au kilomètre en fonction du type de discontinuité (foliation ou faille tectonique). La Fig.1.5 présente la gamme de variabilité des mesures de perméabilité en milieu cristallin, en fonction de l'échelle d'observation. Plus la taille de la maille est importante, plus grande est la gamme de discontinuités représentée dans la mesure. Un échantillon intact de roche présente une perméabilité de l'ordre de 10^{-18} m² alors qu'une mesure de perméabilité à l'échelle du massif est de l'ordre de 10^{-15} m², car elle inclut des fractures conductrices. Ce contraste de perméabilité est faible, il montre que les fractures du milieu cristallin sont généralement peu conductrices.

1.2.4/ Caractéristiques des aquifères fracturés de haute montagne

Les aquifères fracturés de haute montagne n'échappent pas aux caractéristiques du milieu fracturé défini jusqu'ici. La figure 1.6 propose un modèle conceptuel des écoulements, basé sur une synthèse bibliographique. La particularité du climat montagnard réside dans la variabilité de ces précipitations, tant d'un point de vue temporel que spatial. Elles peuvent tomber sous forme de neige ou de pluie et sont fonction de l'altitude du massif (Juif, 1991; Verbunt *et al.*, 2003) , avec environ 1000 mm par an à 1000 m avec un gradient altitudinal moyen de 50 mm par 100 mètre (Mudry, 1987). L'hiver, la répartition du manteau neigeux est évolutive (1), contrôlée par la position de l'isograde 0°C (French *et al.*, 2002). L'infiltration sera donc d'autant plus importante en altitude et sera différée au moment de la fonte des neiges, lorsque les précipitations accumulées pendant l'hiver s'infiltreront rapidement.

Une partie de ces précipitations alimente les écoulements de surface. En altitude l'eau est stockée dans les glaciers rocheux (2) (Julian & Anthony, 1996; Dysli, 1998) puis s'écoule jusqu'à la vallée. Les particularités topographiques, comme les ruptures de pente (3) et la vallée en auge liée à l'incision glaciaire, contrôlent la vitesse des écoulements superficiels. On rencontre fréquemment des lacs glaciaires (4) en altitude puis des torrents (5). Les zones altérées et les dépôts glaciaires (6 et 7) (Dubar & Stephan, 2001), sont des aquifères superficiels, comme les alluvions récents (8).

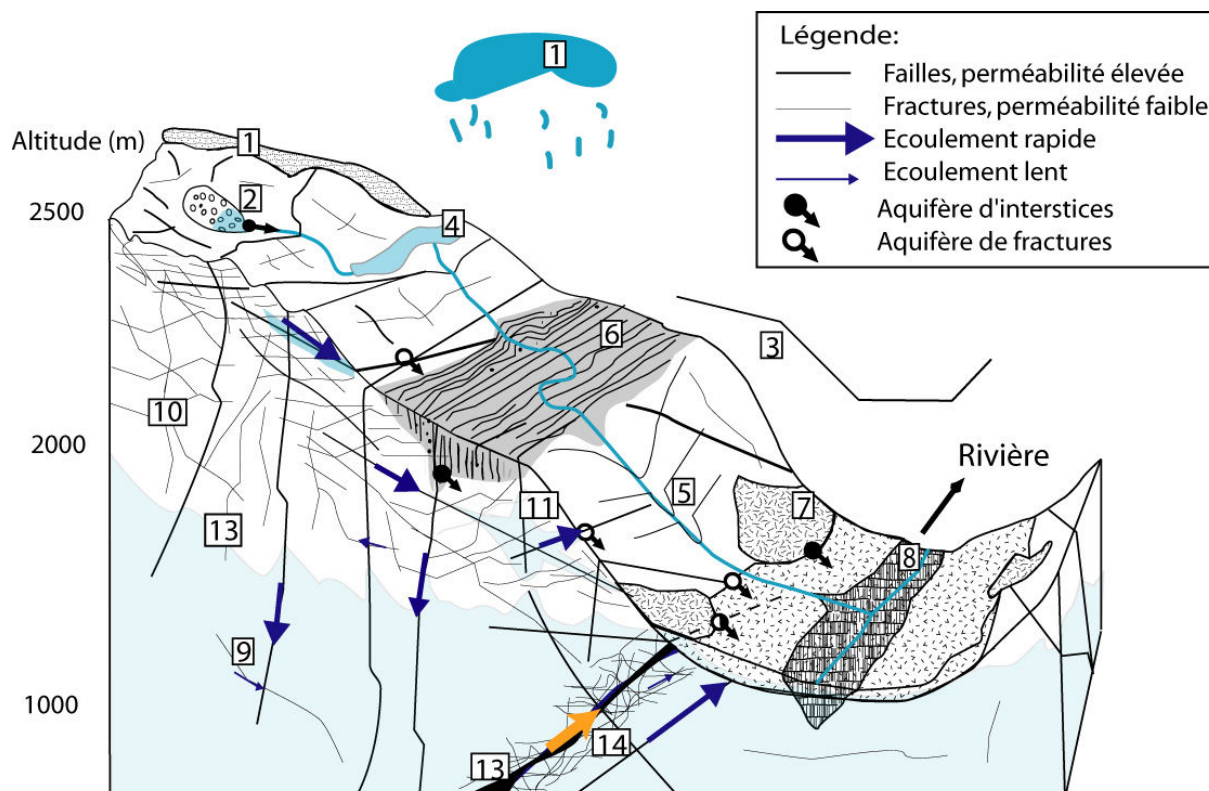


Fig.1. 6 : Synthèse bibliographique du fonctionnement des aquifères fracturés en milieu cristallin soumis à un climat montagnard. Les numéros renvoient au texte.

Une fraction de l'eau, plus ou moins importante en fonction de la topographie et de la végétation du versant va s'infiltrer dans le massif. La roche présente une multi-perméabilité de fracture (9) (Vengeon, 1998; Guglielmi *et al.*, 2000; Flint *et al.*, 2001; Marechal *et al.*, 2003). Elle est amplifiée par un gradient de perméabilité selon la profondeur dans l'horizon fissuré (10). Les conductivités hydrauliques évoluent de 10^{-11} à 10^{-5} m/s dans les milieux cristallins en s'approchant de la surface (Marechal *et al.*, 2003). Ces gradients engendrent des contrastes de perméabilité suffisants pour créer des nappes perchées (Juif, 1991; Flint *et al.*, 2001; Meijer, 2002; Tullen, 2002; Cappa *et al.*, 2004). Dans l'aquifère, les gradients hydrauliques observés sont élevés par rapport à ceux rencontrés généralement en plaine (12) et peuvent atteindre des pentes de 10% (Maréchal, 1998). Une part de l'eau infiltrée émerge aux sources mais la majeure partie s'écoule directement dans la nappe alluviale, ce qui rend les bilans hydriques difficiles (Guglielmi *et al.*, 1998). Le temps de transfert moyen dans la zone décomprimée sont inférieurs à une dizaine d'année (Marechal *et al.*, 2003), mais peuvent atteindre plus d'une centaine d'années pour les eaux anciennes provenant de circulations

profondes (14) (Zuppi *et al.*, 2004). Ces eaux à plus long temps de séjour circulent dans des failles majeures parfois argilisées ou recristallisées (13) (Bonzanigo, 1999).

1.3/ Influence de l'eau sur la stabilité d'un versant

Nous avons décrit séparément les milieux instables et l'hydrogéologie des milieux fracturés. Ce chapitre présente les grandes lignes de l'hydrogéologie en milieu instable, ce qui nous amène sur les grands principes de l'hydromécanique.

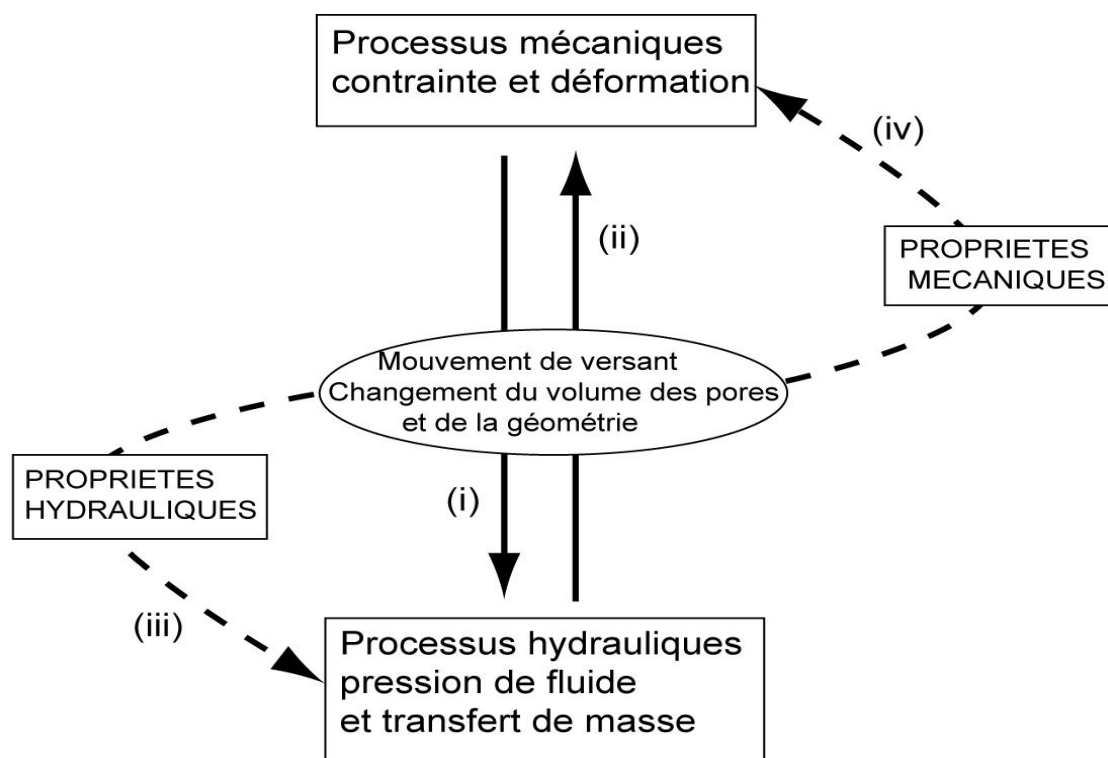
1.3.1/ L'eau, un facteur déclencheur des instabilités

L'effet déclencheur de l'eau sur les instabilités est très étudié, car il est primordial pour évaluer le risque de glissement de terrain ou de réactivation d'un massif. En 1923, Terzaghi définit la contrainte effective σ'_z dans une roche, soit la contrainte verticale totale σ_z moins la pression de fluide p dans le massif (équation 5)

$$(5) \quad \sigma'_z = \sigma_z - p \text{ (tiré de Rutqvist et Stephansson, 2003)}$$

Si la pression de fluide augmente suite à une infiltration, la contrainte effective peut diminuer significativement. Cette diminution des contraintes peut engendrer un mouvement par franchissement du seuil de stabilité des critères (Coulomb par exemple).

Pour définir la pression de fluide dans le milieu, il est nécessaire de d'étudier le comportement hydromécanique du milieu à l'interface entre l'eau et la roche, c'est à dire dans les pores ou fractures de la roche. Rutqvist et Stephansson (2003) proposent un schéma conceptuel synthétisant l'ensemble des observations hydro-mécaniques basé sur la poroélasticité du milieu (Fig. 1.7).



Couplage hydro-mécanique dans un massif fracturé,
modifié d'après Rutqvist *et* Stephansson (2003)
(i) et (ii) représentent des interactions directement liées à la variation du volume des pores à court terme.
(iii) et (iv) représentent des interactions indirectes liées aux changements de propriétés du matériau à moyen et long terme.

Fig.1. 7: Couplage hydromécanique dans un massif fracturé (Rutqvist et Stephansson, 2003).

Le facteur déclenchant correspond aux interactions à court terme entre contraintes, déformations et pression de fluide, dont l'un des paramètres cruciaux est la porosité du milieu. Cependant cette porosité évolue dans le temps suite à l'évolution des propriétés mécaniques et chimiques.

Les mesures réalisées sur le glissement de Campo Vallemaggia (canton du Tessin Suisse) sont une illustration type pour démontrer les interactions eau / déformation dans une masse instable (Fig. 1.8). Bonzanigo *et al.* (2001) démontrent l'effet d'un drainage et par conséquent d'une diminution des pressions de fluide sur les accélérations d'un mouvement de versant.

Avant le drainage, une forte infiltration a provoqué une accélération majeure du versant avec des déplacements de plus de 50 cm en quelques jours (a), déclenchés par la pression hydrostatique dans le massif. Les différentes crises entre 1992 et 1994 permettent de définir un seuil de pression dans le massif au-delà duquel un mouvement se déclenche. Depuis que le massif est drainé (b), la pression hydrostatique ne dépasse plus ce seuil de stabilité et les déplacements enregistrés sont quasiment imperceptibles. Dans ce cas, l'eau constitue le principal déclencheur de l'instabilité.

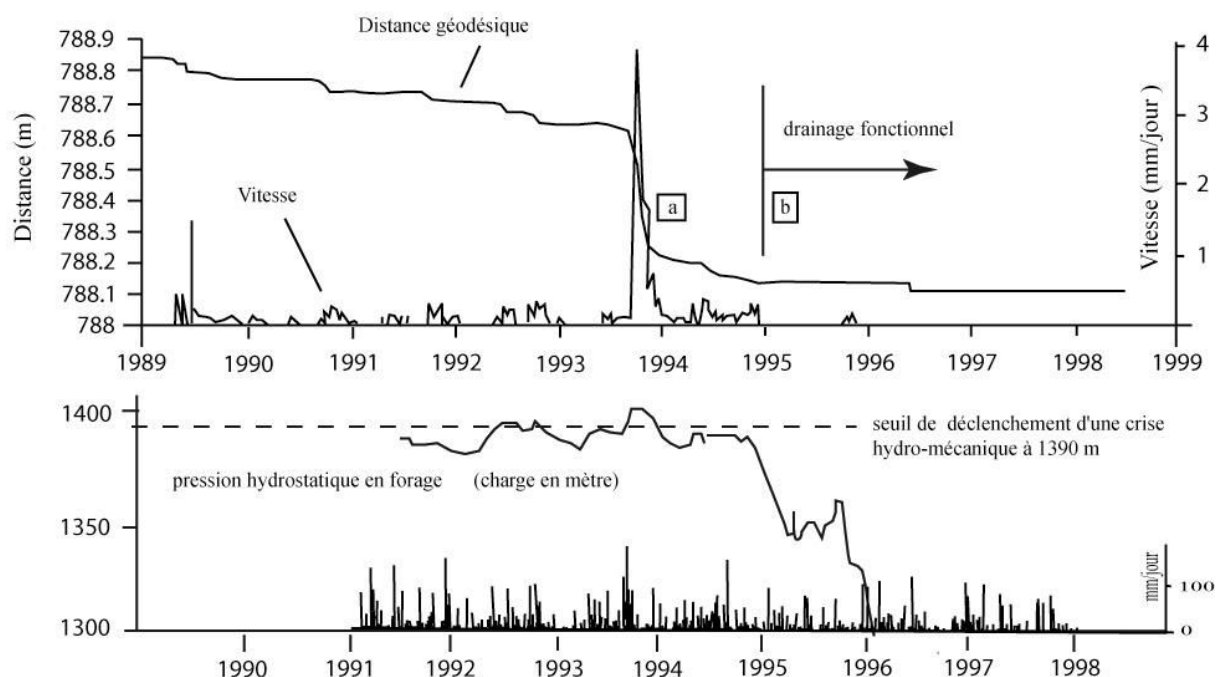


Fig.1. 8: Démonstration des interactions eau / déformation dans un massif instable par le drainage (Bonzanigo et al., 2001)

1.3.2/ L'eau, un facteur de prédisposition des instabilités

Diverses actions de l'eau peuvent influencer indirectement la stabilité du versant. Les eaux superficielles provoquent ravinement et érosion pouvant modifier la géométrie du versant et, par conséquent modifier les conditions de stabilité.

Les eaux souterraines présentent une action érosive sur le versant, entraînant à long terme une diminution de la résistance de celui-ci. Dans les zones instables, l'érosion mécanique souterraine peut avoir une influence importante, modifiant au cours du temps les propriétés mécaniques de la fracture (Furuya et al., 1999). Wen et al. (2004) observent une modification significative de la minéralogie de la zone glissée qu'ils attribuent à l'érosion chimique. Cette

modification minéralogique peut s'accompagner d'une modification des propriétés mécaniques (Wen *et al.*, 2004). Les phénomènes présentés ici agissent à long terme et sont donc plus difficiles à quantifier.

2 / HYDROGÉOCHIMIE DU MILIEU FRACTURÉ INSTABLE

L'hydrogéochemie se définit comme la connaissance des caractéristiques chimiques ou physico-chimiques des eaux souterraines, des processus de leur acquisition et des lois décrivant les échanges entre l'eau, le sol et le sous-sol.

2.1/ L'hydrogéochemie des aquifères fracturés de socle

L'acquisition de la chimie de l'eau qui émerge des sources est le résultat d'un transfert de masse entre les fluides interstitiels et les minéraux de la roche encaissante. Ce transfert dépend de nombreux paramètres propres à la géochimie du milieu mais aussi à l'hydrodynamique dans le versant.

2.1.1 / Variabilité du signal chimique à la source en fonction de la lithologie de l'aquifère

La lithologie de l'aquifère contrôle une part importante du signal chimie à la source (Kilchmann *et al.*, 2004). Dans le cas des roches silicatées, la conductivité des eaux à la sortie de ces aquifères est en générale relativement faible (<200 microsiemens) car les interactions eau / roche en milieu silicaté sont lentes. Pour les principales roches silicatées, la proportion des différents ions dans l'eau sera caractéristique de la roche encaissante avec par exemple plus de 1 mmol/L pour les basaltes (Fig.1.9). La silice et le potassium caractérisent en général bien ces aquifères.

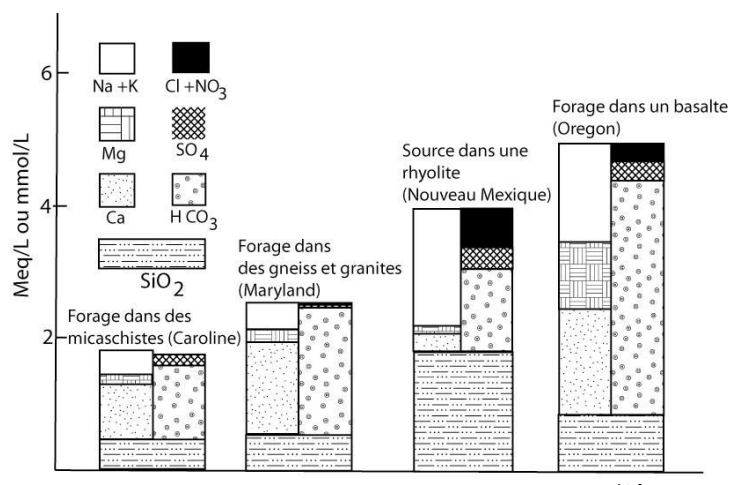
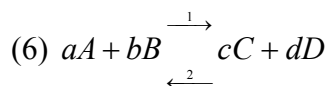


Fig.1. 9 : Composition chimique type de l'eau circulant dans des roches silicatées. La silice est exprimée en mmol/L, et les ions en meq/L (Appello et Postma, 1996, modifié de Hem, 1985)

Les roches silicatées ont une perméabilité de fracture. Ces fractures sont le siège des interactions entre l'eau et la roche puisqu'elle correspondent à la zone de contact entre l'eau et la roche (Kilchmann *et al.*, 2004; Sacchi *et al.*, 2004). Dans les aquifères alpins la minéralisation des fractures peut être sensiblement différente de celle de la matrice rocheuse, ce qui explique parfois la présence de certains ions dans l'eau (Kilchmann *et al.*, 2004).

2.1.2 / Cinétiques et équilibres des processus géochimiques

Les interactions eau / roche sont contrôlées par les réactions chimiques avec la phase solide de l'aquifère. Deux types de contrôle peuvent être considérés : soit la concentration est contrôlée par l'équilibre, soit elle est déterminée par la cinétique de réaction étroitement liée à la vitesse d'écoulement, au temps de séjour de l'eau dans l'aquifère et aux propriétés du minéral. Pour exemple, prenons la dissolution d'un minéral A (Equation 6).



Dans un liquide, l'activité correspond au produit de la concentration en un élément par un facteur de correction, et prend en compte la perte de réactivité d'un ion quand il est mélangé à d'autres ions dans une solution (équation 7)

$$(7) \quad [i] = \gamma_i m_i$$

[i] est l'activité, m la molalité (mol/kgH₂O) et γ_i le coefficient d'activité pour un élément i.

A l'équilibre, on définit la constante d'équilibre pour un minéral $K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b} = \text{constante}$

Dans l'eau, le produit d'activité ionique $IAP_g = [C][D]$, renseigne sur l'activité de cette eau vis-à-vis du minéral. Afin de connaître la saturation de l'eau vis-a-vis d'un minéral, on calcule l'indice de saturation (SI équation 8), en estimant l'écart entre les activités mesurées dans l'eau et les activités maximales théoriques possibles pour chaque minéral à l'équilibre.

$$(8) \quad SI = \log \frac{IAP}{K}$$

Si SI_g est nul, la réaction est à l'équilibre, si SI est négatif la dissolution est possible. Si SI est positif, la solution est sursaturée, le minéral peut précipiter et l'équation 6 fonctionne dans le sens 2.

La concentration en ions dans l'eau augmente jusqu'à l'équilibre entre l'eau et le minéral (sens1) représenté par le temps t_2 sur la figure 1.10.

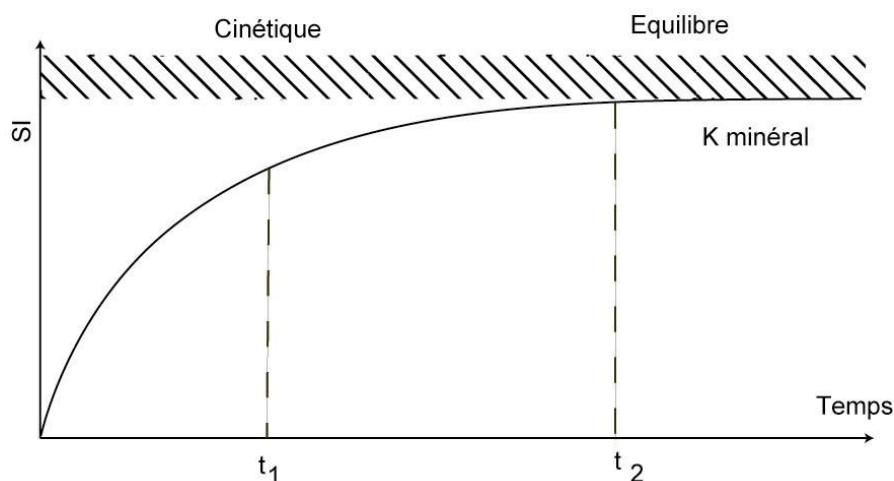


Fig.1. 10 : Domaine de la cinétique et de l'équilibre (Appello & Postma, 1996).

Passé ce temps limite t_2 , la concentration dans l'eau devient indépendante du temps. Elle est déterminée par la constante d'équilibre entre l'eau et le minéral, l'eau est saturée vis à vis du gypse. Au temps t_1 , la courbe d'équilibre chimique permet de prédire que la dissolution est active, mais elle n'indique pas si la vitesse de réaction nécessite 10 secondes ou 10 millions d'années pour atteindre l'équilibre.

2.1.3/ Les mécanismes de la dissolution

La dissolution des minéraux ou leur croissance sur une fracture sont contrôlées par une chaîne de processus (Gardner & Walsh, 1996; Hercod *et al.*, 1998). Ceux-ci incluent le transport du soluté vers la surface du minéral, l'adsorption et les réactions chimiques sur cette surface (Holmes & Crundwell, 1999), la désorption des produits et enfin le transport de ces produits (Joeckel *et al.*, 2005). Ces réactions sont simultanées mais certaines sont plus ou moins rapides. Ainsi la vitesse totale de réaction dépend du processus le plus lent. Généralement, la vitesse de dissolution mesurée durant l'altération des silicates diminue avec le temps. Cette

évolution est interprétée en terme de limitation des processus de diffusion à l'état solide (sur le minéral). Cette évolution est causée par l'apparition de minéraux secondaires ou le lessivage sur la surface d'interaction (Appello & Postma, 1996; Jerz & Rimstidt, 2004). La solubilité des produits de l'altération influence la vitesse d'altération du minéral.

2.2/ le traçage naturel

2.2.1/ processus géochimique et hydrodynamique

L'hydrodynamique de l'aquifère influence l'hydrochimie. On distingue en hydrogéologie deux stades (Fig.1.11) ;

- (i) la crue durant laquelle la source a un comportement influencé par une infiltration d'eau
- (ii) l'étiage qui correspond à une vidange de l'aquifère sans perturbation extérieure. Le signal hydrogéochimique durant l'étiage apporte des informations sur les interactions eau / roche dans l'aquifère pour un état quasi stable, alors que les mesures en crue vont apporter des informations sur les interactions entre l'infiltration et l'eau en transit, pour un état transitoire.

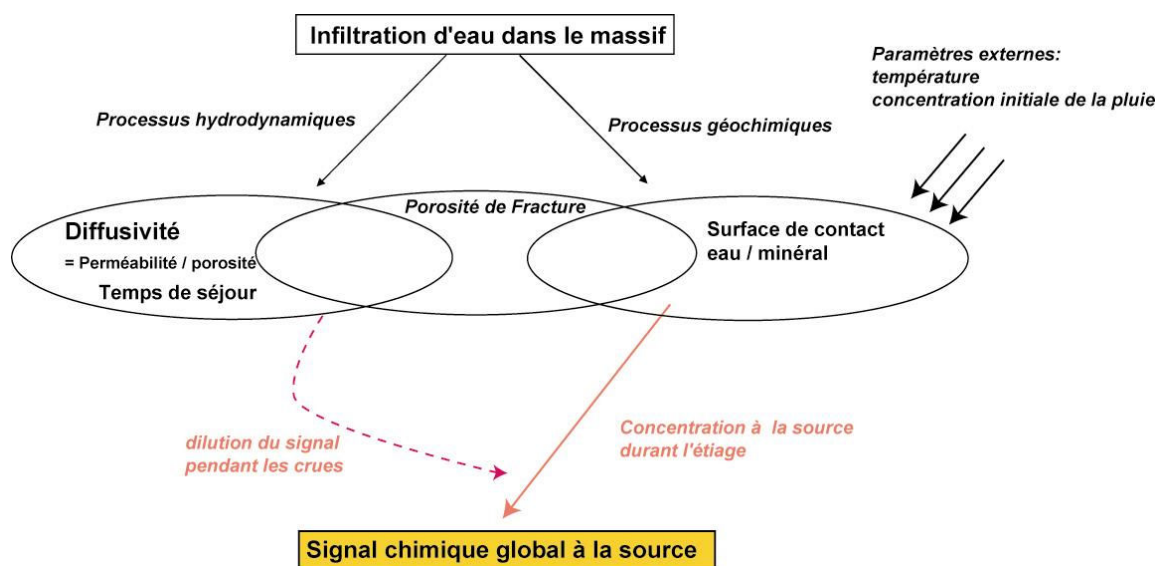


Fig.1. 11 : Lien entre l'hydrodynamique et l'hydrochimie.

L'évolution temporelle de la concentration de l'eau liée au transport, à la dispersion et aux réactions dans le massif 1D homogène saturé, peut se simplifier par l'équation (8).

$$(8) \left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_x = - \underset{\text{transport}}{v \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right)_t} + \underset{\text{dispersion}}{D_l \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \right)_t} - \underset{\text{Réaction}}{\left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_x}$$

Soit C la concentration de la solution (mol/L), x la variation spatiale (m) et t dans le temps d'interaction (s), v la vitesse d'écoulement (m/s), D_l le coefficient de dispersion dynamique (m^2/s) du milieu, q la concentration en équivalent dissous de l'élément considéré sur le solide (mol/L). Ces trois derniers paramètres sont eux-mêmes définis par les lois de l'hydrodynamique ou de la géochimie.

2.2.2/ Le traçage naturel

Le traçage naturel (Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987; Emblanch *et al.*, 1998; White, 2002; Kilchmann *et al.*, 2004; Binet *et al.*, 2005) utilise l'ensemble des processus naturels (hydrodynamique et hydrochimique). En suivant l'évolution spatio-temporelle de la chimie des sources drainant un aquifère, on peut étudier le fonctionnement de l'aquifère. Il est possible, par exemple, de déterminer le type de roche induisant une composition chimique de l'eau et de déduire un parcours des écoulements souterrains par comparaison avec la géologie du secteur. Dans l'eau certains ions vont être des marqueurs de la lithologie, d'autres de l'eau de pluie, et permettront de discuter l'origine des différentes masses d'eau. Ce marquage des diverses origines donne la possibilité de décomposer les hydrogrammes de crues et d'étudier le fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère suite à une infiltration (Mudry, 1990).

Les isotopes de la molécule d'eau sont aussi d'excellents traceurs, par exemple le tritium qui permet de déterminer le temps de séjour de l'eau (Fontes, 1976; Novel *et al.*, 1995). En effet la production artificielle de tritium (3H) depuis 1952, permet de différencier les eaux qui résultent de précipitations sans 3H nucléaire d'avant 1952, de celles résultant de précipitations formées dans une atmosphère contenant du 3H nucléaire, postérieurement à cette date. L'oxygène 18 (Fontes, 1976) permet de déterminer l'altitude d'infiltration de l'eau dans le massif. Les molécules d'eau constituées d'oxygène 18 seront plus « lourdes ». Lors de l'évaporation de l'eau de mer ou de la condensation des nuages, ces molécules n'auront pas le même comportement que les autres molécules d'eau d'oxygène 16 (moins volatiles). Le rapport $\delta^{18}O$ dans l'eau va se trouver affecté par ces phénomènes de fractionnement lié à la température, qui est elle-même fonction de l'altitude. Plus on s'éloigne de la mer (effet de continentalité), plus on monte en altitude (effet thermo-dépendant) plus l'eau va s'appauvrir

en ^{18}O . Ainsi, en recoupant l'ensemble des informations apportées par la chimie de l'eau, il est possible de contraindre des modèles conceptuels d'écoulements dans l'aquifère (Mudry, 1990; Flint *et al.*, 2001; Meijer, 2002).

2.3/ Applications aux glissements de terrain

2.3.1/ une approche non intrusive et globale

Cette approche non intrusive et globale (les informations proviennent de l'ensemble de l'aquifère) présente l'avantage d'être moins soumise aux aléas liés à la déformation du site comme peuvent l'être les méthodes traditionnelles utilisées en hydrogéologie (forages). Le signal enregistre une information sur l'ensemble de l'aquifère. Dans des massifs hétérogènes, ceci permet d'observer des phénomènes à l'échelle de l'aquifère et non pas d'échelle locale.

Ainsi, plusieurs travaux utilisent les traceurs naturels afin de contraindre des modèles d'écoulement dans les zones instables (Vengeon, 1998; Bonzanigo, 1999; Guglielmi *et al.*, 2002; Tullen, 2002; Cappa *et al.*, 2004). Le traçage naturel permet de définir la zone d'infiltration la plus importante en terme de crise hydromécanique.

2.3.2/ liens entre hydrogéochimie et hydromécanique

L'hydrogéochimie peut apporter des données pour discuter le rôle de l'eau comme facteur de prédisposition, par comparaison entre des zones stables et instables. Les enregistrements hydrochimiques sont étroitement liés aux processus hydromécaniques (Fig.1.12). Ainsi en théorie, toute altération, même mécanique devrait modifier la réponse hydrochimique.

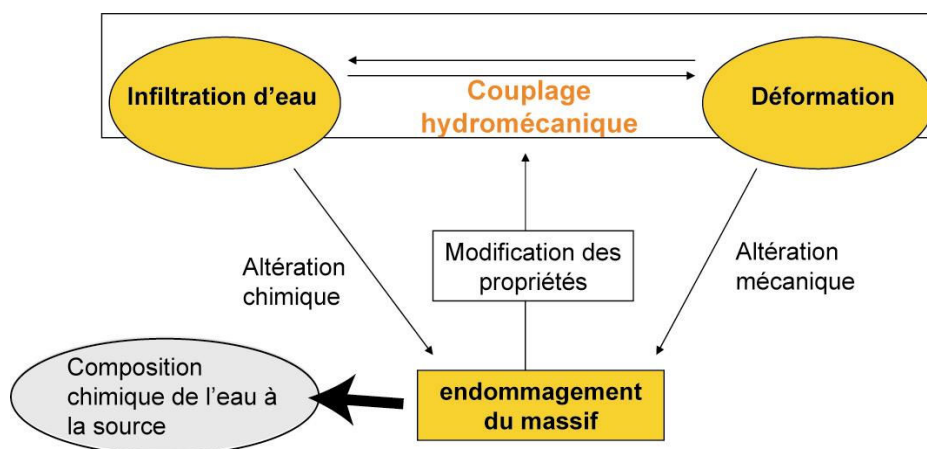


Fig.1. 12 : interactions hydrogéologique, mécanique et chimique dans les versants instables

3/ MÉTHODOLOGIE ADOPTÉE ET SITES ÉTUDIÉS

3.1/ Une approche multi-échelles

Les mouvements résultent de l'emboîtement complexe pluri-scalaire (m^3 à km^3) et, sur une grande échelle de temps (10000 ans), de mouvements élémentaires irréversibles (Agliardi *et al.*, 2001). Il en résulte que la caractérisation des aléas, même localisés dans un secteur de vallée, nécessite leur prise en compte à une échelle bien supérieure (Photographie 1.1). Afin de bien caractériser les différents processus régissant les écoulements dans les zones instables, les résultats obtenus durant ce travail sont présentés suivant un plan qui va du détail au plus général, conformément à l'approche multi-échelles des différentes expérimentations mises en place. Une approche à échelles multiples couvre l'ensemble des mécanismes qui régissent les interactions eau / roche. Cet effet d'échelle se répercute directement en terme de gestion du risque (le risque induit par un mouvement dépasse largement l'échelle de celui-ci et évolue avec le temps en fonction de l'histoire de ce mouvement).

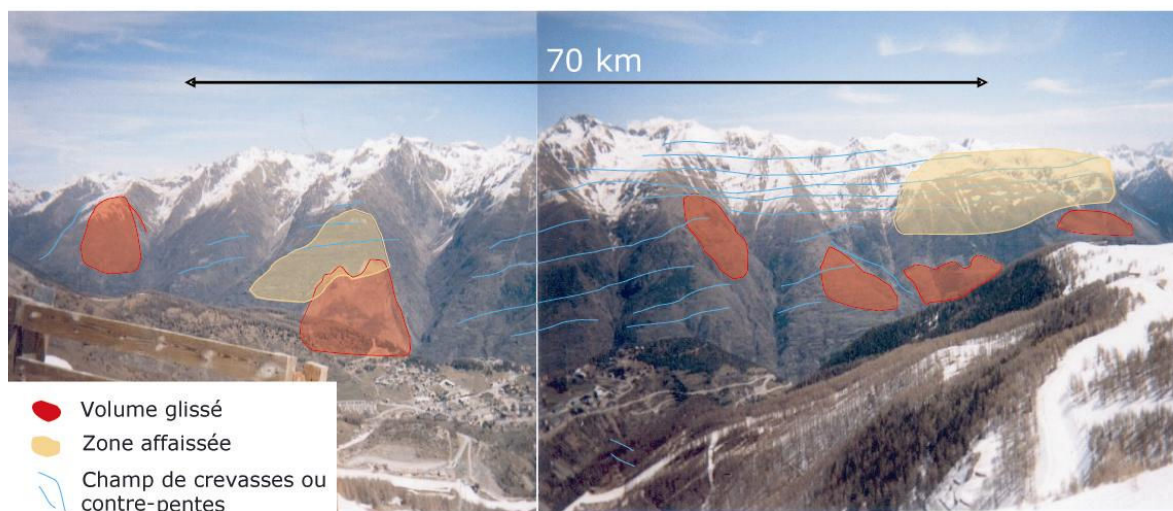


Photo 1. 1 : Extension des instabilités gravitaires dans la vallée de la Tinée

3.2/ Hydrogéochemie

Suite aux différents résultats déjà obtenus, l'hydrogéochemie apporte des arguments indirects pour discuter les questions actuelles sur les zones instables, énoncées précédemment. Le caractère indirect et global des mesures hydrochimiques donne des informations sur l'état du massif traversé et enregistre l'origine et le chemin de l'eau souterraine. L'objectif est de dresser des modèles conceptuels à diverses échelles des écoulements en zones instables.

L'utilisation du traçage naturel cible notre travail sur la question suivante : Comment évoluent les écoulements, les propriétés hydrogéologiques et l'hydrogéochemie dans un versant montagneux fracturé soumis à une déformation? Cette question peut se décliner de diverses façons :

- (i) comment évoluent les écoulements avec l'évolution de la déformation du versant ?
- (ii) où sont les zones saturées en eau qui jouent un rôle important dans la répartition des pressions hydrostatique dans le massif ?
- (iii) Peut-on quantifier l'évolution temporelle des propriétés hydrodynamiques en fonction de la déstructuration du milieu?

3.3/ Sites étudiés et instrumentés

Pour répondre à cette problématique, deux vallées ont été choisies dans les massifs cristallins des Alpes occidentales (Fig.1.11), pour la abondance de leurs zones instables et l'homogénéité des roches qui les constituent (principalement des gneiss, dans lesquels de nombreuses instabilités gravitaires ont été recensées)

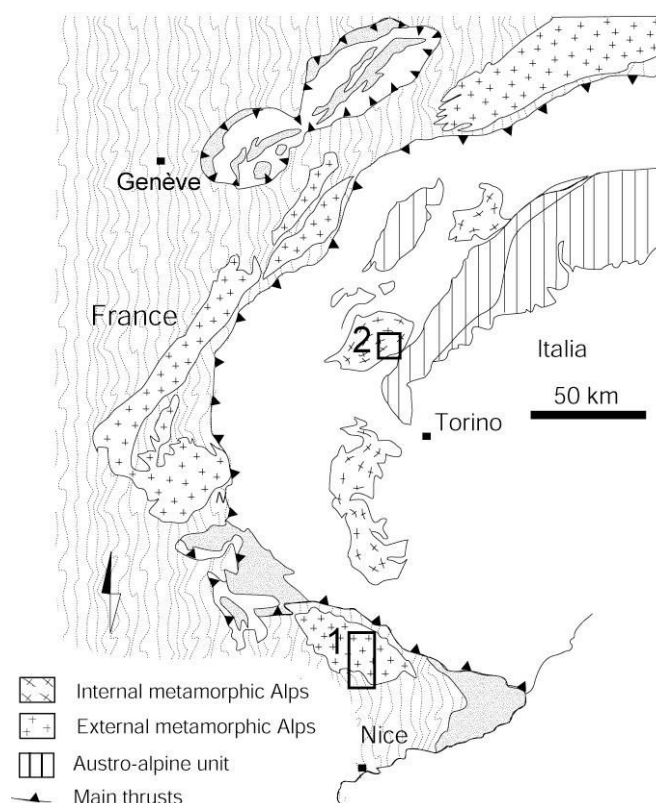


Fig.1. 13 : localisation de la vallée de la Tinée (1) et du versant de Rosone (2)

3.3.1/ La haute vallée de la Tinée, (Alpes Maritimes, France) :

3.3.1.1/ Une zone observatoire de référence

La haute vallée de la Tinée est régulièrement soumise à des mouvements de versants catastrophiques liés aux actions combinées et encore mal connues du climat et de la tectonique active. La zone « atelier » de la Haute Tinée regroupe trois sites observatoires des mouvements de versants montagneux : l'éboulement du Pra (A Fig.1.12), le glissement rocheux complexe de la Clapière (B) et la falaise à éboulement récurrent de Valabres (C Fig.1.12, Photographie 1.2). Ces sites sont instrumentés afin de suivre l'évolution temporelle de ces versants. En dehors de ces sites, la zone est suffisamment large (vallée de 50 km) pour englober tous les types et toutes les échelles de mouvements de versants (tels qu'ils peuvent être recensés dans les classifications actuelles). Cette zone atelier présente une homogénéité climatique (climat de montagne) et géologique (roches cristallines) (Fig.1.13) avec un réseau de failles normales d'âge permien à fort pendage repris en compression à l'alpin, et une

activité sismique moyenne (Zonage sismique de la France). La vallée se situe dans le massif cristallin externe du Mercantour composé de roches métamorphiques allant du gneiss à la granodiorite. La variabilité géochimique est liée aux séries sédimentaires d'origine. Dans la zone étudiée, on retrouve la série d'Annelle, du Rabuons et d'Iglière. Ces gneiss sont composés de quartz, oligoclase, biotite et muscovite et de nombreux minéraux secondaires, amphiboles, sillimanite disthène grenat...(Faure-Muret, 1955)

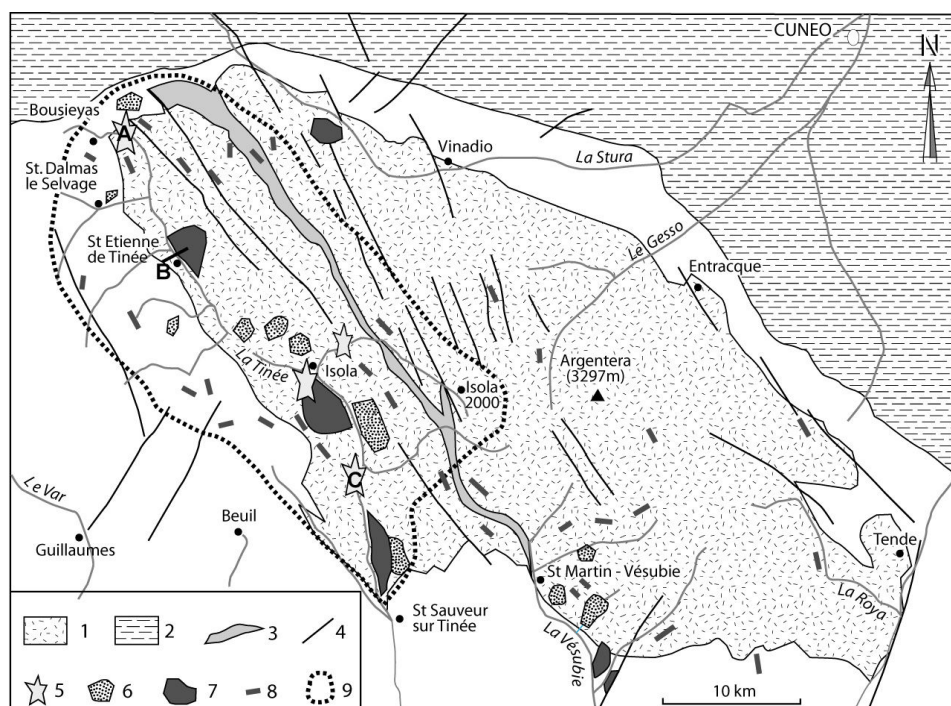


Fig.1. 14: Représentation schématique des différents mouvements de versants dans le secteur de la Haute Tinée; 1- socle du Mercantour ; 2- Zones alpines internes ; 3- Zone mylonitisée ; 4- Faille ; 5- Eboulement ; 6- Désagrégation en place et fluage ; 7- Glissement/effondrement de versant ; 8- Effondrement en crête ; 9- Limite de la zone atelier.

L'anthropisation permanente et complexe de cette vallée est liée à sa situation frontalière (lieu de passage du col de la Bonnette et du col de la Lombarde), à sa fréquentation hivernale (stations de ski de Auron et d'Isola) et estivale (parc national du Mercantour).



La haute vallée de La Tinée
a/ les gorges de Valabres
recoupent les structures
géologiques.
b/ le glissement de La Clapière
et le mont Ténibre (1997)
● Localisation des sources

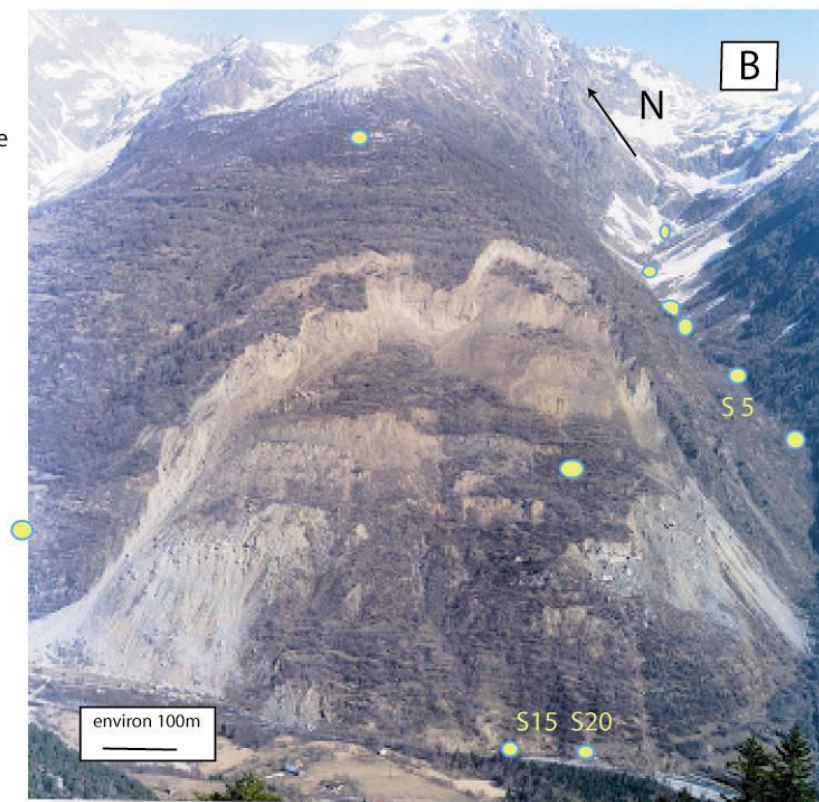


Photo 1. 2 : Le glissement de la Clapière et les gorges de Valabres

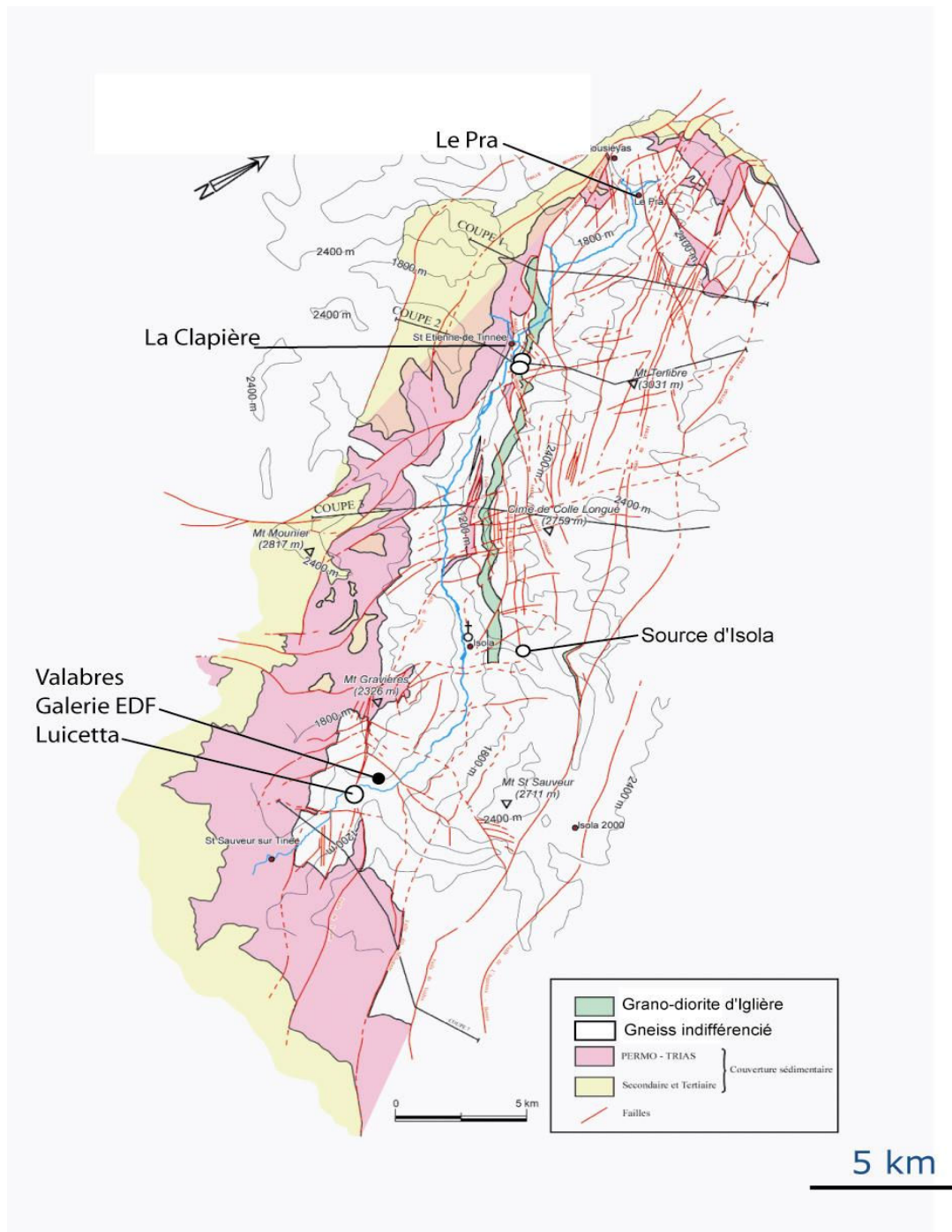
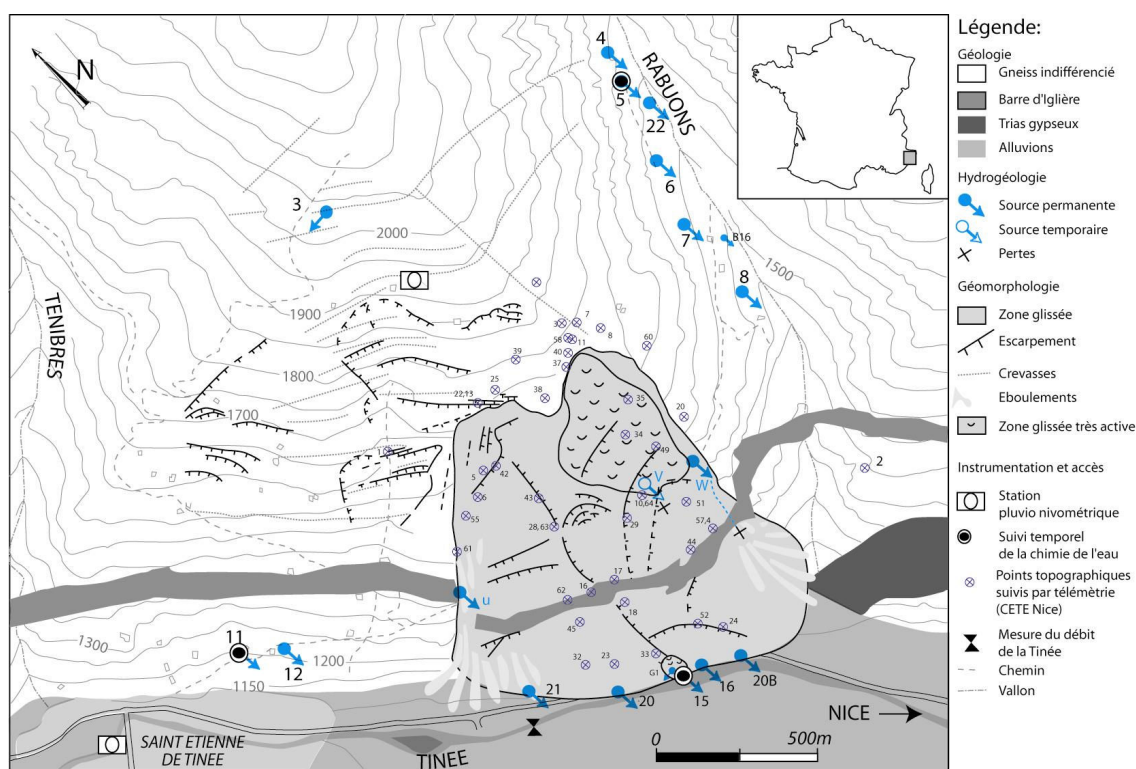


Fig. XX: Carte géologique simplifiée de la vallée de la Tinée, levée Y. Guglielmi.
Noté la présence d'un réseau de faille à fort pendage, de failles normales d'âge permien reprises en compression à l'alpin.
l'espacement moyen entre les failles et de l'ordre de 200m

Fig.1. 15 : Carte géologique simplifiée de la vallée de la Tinée, levée par Y. Guglielmi. Notez la présence d'un réseau de failles à fort pendage, et l'espacement moyen entre les failles de l'ordre de 200 m

3.3.1.2 /Le Versant de La Clapière, 20 ans de suivi des déformations

Le glissement complexe de La Clapière est instrumenté depuis 20 ans grâce à des mesures tachéométriques (Follacci, 1999). Une station météorologique est installée sur le versant, elle a été remise en service pour cette thèse. La chimie de l'eau des sources drainant le pied de versant est suivie en continu depuis 7 ans. Des mesures sur cinq autres points ont été réalisées durant deux cycles hydrologiques en 1999 et 2000 (Fig.1.14). De nombreuses études ont déjà été publiées sur ce site, ce qui donne d'importants moyens de comparaison et de validation des méthodes et des phénomènes observés (Julian & Anthony, 1996; Guglielmi *et al.*, 2000; Bertrand & Guglielmi, 2001; Gunzburger & Laumonier, 2002; Cappa *et al.*, 2004; Sornette *et al.*, 2004; Lebourg *et al.*, 2005, Appendix 1).



Carte des points de mesures et de l'instrumentation sur le glissement de La Clapière, (utilisé entre 2000 à 2005).

Fig.1. 16 : Instrumentation sur le versant de La Clapière, utilisée dans la suite du manuscrit.

3.3.2/ Le versant instable de Rosone (Piémont, Italie)

Situé dans le massif du Gran Paradiso, le versant de Rosone est une zone instable instrumentée que nous allons utiliser ici pour transposer et valider les observations de la zone observatoire de la Tinée. Le versant est soumis à un mécanisme de déformation à surface de rupture structurale (INTERREG1, 1996; Vengeon, 1998; Amatruda *et al.*, 2004) différent de la Clapière, mais qui se développe dans un contexte semblable. La géologie est relativement homogène (Fig.1.15), avec principalement des gneiss ocellés, parfois argentifères de la série du Gran Paradiso, massif cristallin interne. L'examen microscopique de ces gneiss, composées de feldspaths alcalins et de quartz inclus dans une matrice fine de quartz, d'albites et de micas, met en évidence une texture schistosée et une structure porphyrique (Enel.hydro, 2001).

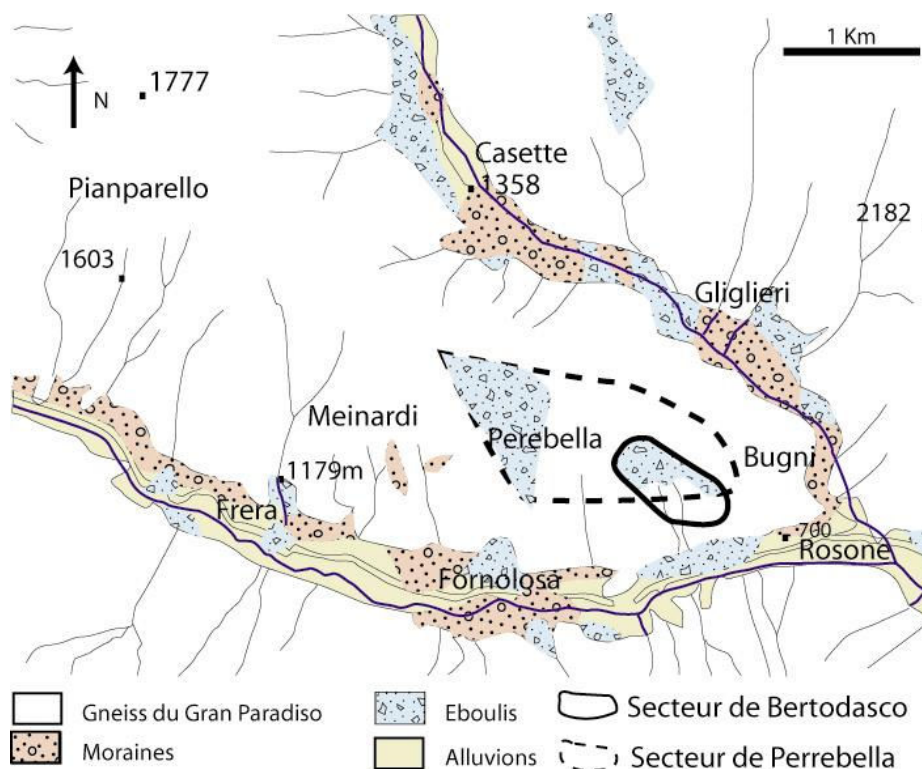


Fig.1. 17 : Carte géologique au 1/50000 levée par le service géologique d'Italie et localisation du glissement de Rosone

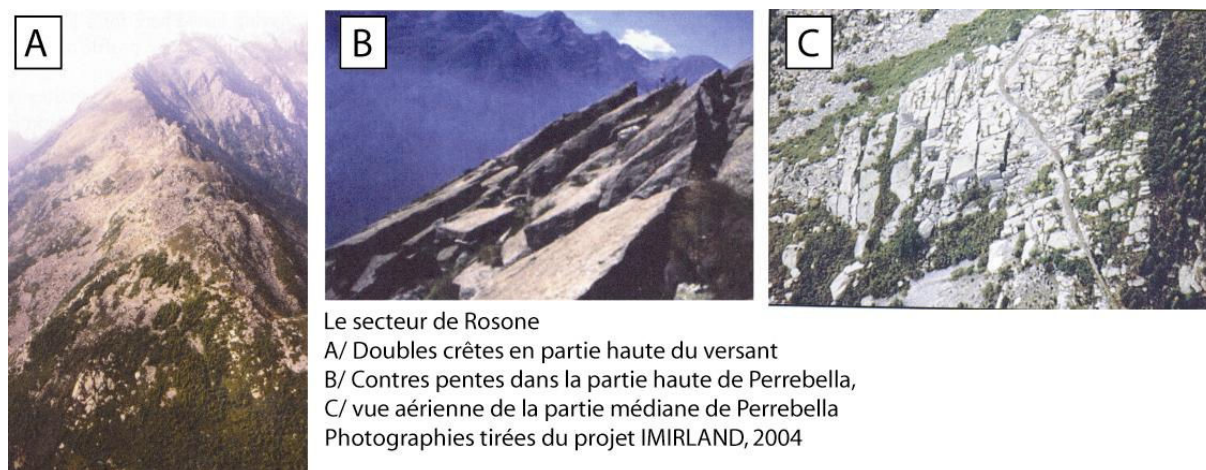


Photo 1. 3: Le versant de Rosone

Le sommet du versant présente des morphostructures caractéristiques de déformations gravitaires profondes (Photographie 1.3) (Forlati *et al.*, 2001). Les études mécaniques de stabilité du versant démontrent que l'eau joue un rôle clé dans la compréhension de la dynamique des mouvements. Sur ce versant, les transferts de pressions agissent comme un facteur déclencheur de l'instabilité et les changements de pression d'eau dans le massif sont probablement la principale cause expliquant les mouvements observés (Barla & Chirioti, 1995).

3.4/ Les outils d'observation et d'analyse mis en oeuvre

Ce travail s'inscrit dans un programme de recherche transdisciplinaire. L'acquisition des données utilisées ici vient donc de différents organismes, regroupés dans des programmes de recherches communs.

3.4.1/ La Cartographie

Des levés topographiques précis sont indispensables pour une bonne interprétation de la dynamique d'un glissement. En fonction de l'échelle de travail, les fonds topographiques proviennent des cartes au 1/ 25 000^{ième} de l'Institut Géographique National, des modèles numériques de terrain (MNT), précis au centimètre, du C.E.T.E de Nice pour le versant instable de la Clapière et de L'ARPA de Torino pour Rosone. Sur le pied de versant de la Clapière l'université de Lyon 1 a réalisé un MNT précis au millimètre. Dans cette étude, les données géologiques proviennent des cartes du BRGM et du Servizio Geologico di Roma. Sur

la vallée de la Tinée, les observations à une échelle beaucoup plus fine, géologiques et géomorphologiques, ont été levées par Yves Guglielmi de l'Université de Nice.

Dans le cadre de cette thèse, les sources de la vallée de la Tinée et du versant de Rosone ont été inventoriées pour construire des cartes hydrogéologiques à l'échelle 1/50000 sur ces vallées ou au 1/25000 et 1/10000 dans les endroits clés.

3.4.2/ Mesures de déformations par tachéométrie

De nombreuses techniques existent pour mesurer la déformation d'un versant. Une partie des données de mouvements du sol proviennent des Données du CETE et des données de la région Piémont.

La tachéométrie est l'une de ces méthodes. Elle a été choisie par le CETE de Nice pour la surveillance du versant de la clapière avec un Leica TD1100® (Follacci, 1999). Cette méthode enregistre la position des cibles par rapport à un point considéré comme fixe. Sur l'ensemble des méthodes utilisées pour suivre l'évolution d'un point dans l'espace au cours du temps, la tachéométrie a été jugée comme un des meilleurs moyens pour obtenir des précisions infra-millimétriques sur des distances de 500 m. Pour l'étude réalisée ici à l'échelle la plus fine, au pied du versant de la Clapière, nous utilisons un tachéomètre Leica TDA 5005®. L'objectif est de tester un dispositif de mesure haute précision en plein air pour une étude hydromécanique fine. La précision des mesures, fonction du protocole, est inférieure au dixième de millimètre pour une portée de 100 m (Milles & Lagofun, 2000; Bregler, 2004; Gunzburger *et al.*, 2005).

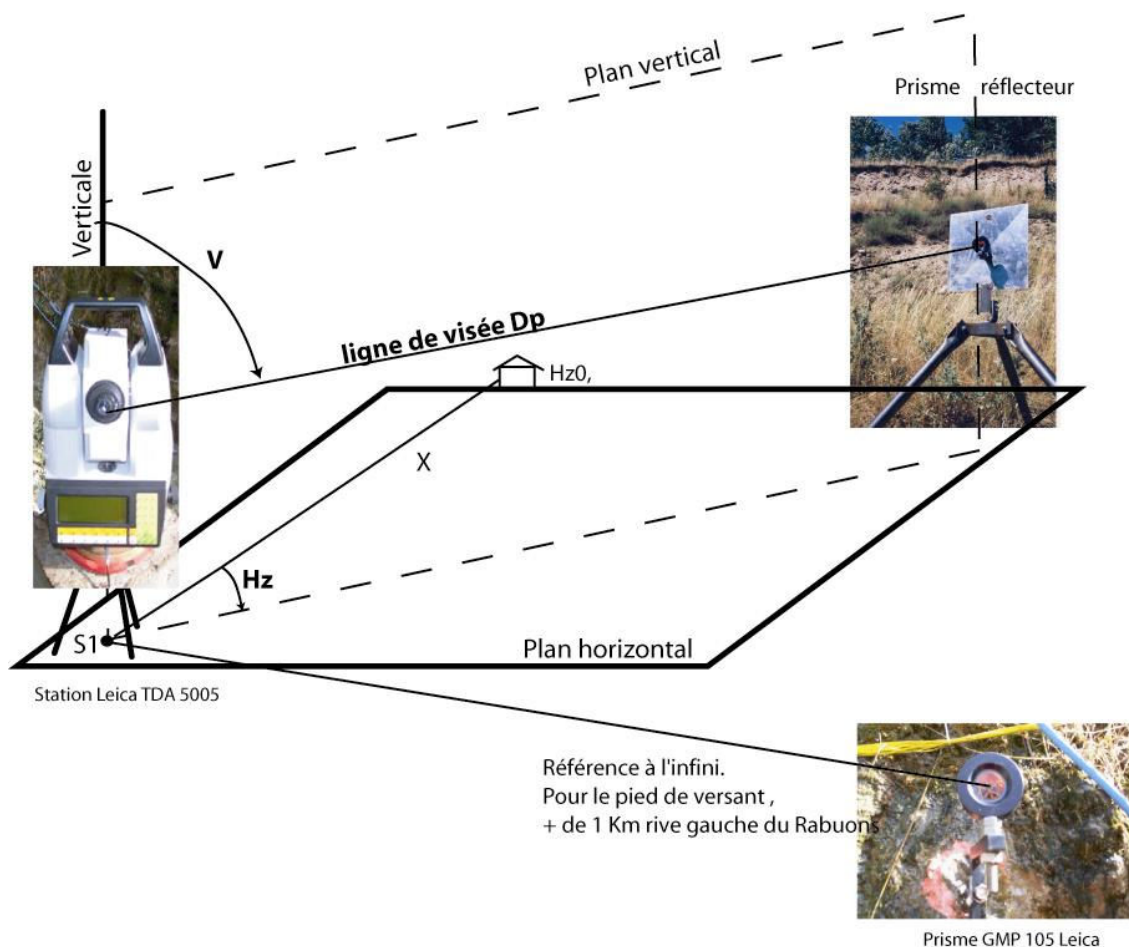


Fig.1. 18: La méthode de mesure des déformations par tachéométrie

La qualité de la mesure dépend du protocole d'acquisition (Fig.1.16). Le choix d'une station de référence fixe et d'une station de référence à l'infini est crucial. Cependant dans les vallées encaissées de montagne, le choix des références est difficile, et l'on peut toujours s'interroger sur la stabilité du versant portant la référence. Pour une remise en station plus facile et plus précise, des piliers en béton et des plaques de centrage ont été installés.

Une fois en station, le tachéomètre mesure deux angles dans les plans horizontaux (H_z) et verticaux (V) et la distance entre le prisme et la station grâce à un lasermètre. Ces trois valeurs permettent de calculer la position du prisme par trigonométrie dans un repère local.

Sur le versant de Rosone l'ARPA a mis en place un réseau de mesures de déformation par tachéométrie semblable à celui de la Clapière, couplé à des mesures d'ouvertures de fractures réalisées avec des extensomètres à fil. Pour le mouvement absolu deux stations GPS statiques enregistrent les déplacements.

3.4.3/ L'hydrochimie

Sur le terrain, la conductivité, la température et le pH sont mesurés avec une précision de 0.5%, les bicarbonates ont été dosés par volumétrie (précision de 1%). La concentration des cations Ca, Mg, Na, K et Sr est mesurée au laboratoire avec le spectrophotomètre d'absorption atomique PERKIN-ELMER A. Les anions F⁻, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻ sont obtenus par chromatographie ionique haute pression avec l'appareil DIONEX DX 100. L'erreur avoisine au maximum les 5% en fonction des dilutions effectuées pendant le dosage. L'oxygène 18 a été dosé au laboratoire Hydroisotop à Schweitenkirchen (Allemagne) avec un spectromètre de masse MAT 250 Hausverfahren. L'erreur correspond à ±0,15 ‰.

Une station thermo-pluvio-nivométrique Campbell enregistre le signal d'entrée pluie / neige à la Clapière. Des préleveurs automatiques ISCO[®], échantillonnant l'eau de trois sources dans la vallée, et des sondes OTT[®], mesurant la conductivité, la température et la pression de l'eau (Fig1.17), suivent l'évolution temporelle de la chimie des sources (signal de sortie)



**Fig.1. 19 : Matériel de terrain pour l'hydrogéochimie, A/ pluviométrique
B/ instrumentation à la source**

Pour ces travaux, les sources de la vallée de la Tinée et du versant de Rosone ont été inventoriées. Dans la vallée de la Tinée, une campagne de prélèvement chimique de 96 sources a été réalisée en août 2003, suivant 10 transects altitudinaux, pour évaluer la variabilité spatiale de la chimie de l'eau à l'échelle de la vallée. Sur le versant de Rosone deux campagnes de prélèvements ont été réalisées en juin et décembre 2004, incluant des mesures isotopiques d'oxygène 18. Les points de prélèvements sont détaillés dans le chapitre 4.

Sur la vallée de la Tinée, cinq sources représentatives des différents états d'altération du gneiss ont été suivies dans le temps, du printemps 2003 à l'automne 2004, et viennent s'ajouter aux données existantes sur le versant de la Clapière.

Un suivi chimique au pas de temps de trois jours a été réinstallé au pied du glissement de la Clapière, sur les sources 15 et 20B (Figure 1.14) et mis en place sur la source de Luicetta à Valabres (Photo 1.2A). La conductivité électrique, la pression et la température ont été enregistrées sur une sortie d'eau dans la galerie de Valabres et sur la source d'Isola (Figures 1.13).

L'ensemble des données hydrochimiques collectées durant ces travaux et les sept ans de suivi au pied de la Clapière sont présentés dans l'annexe 4.

CHAPITRE II : ANALYSE EXPERIMENTALE *IN SITU* DES ÉCOULEMENTS À TRAVERS UNE SURFACE DE GLISSEMENT

Ce chapitre présente les résultats d'une approche expérimentale couplée hydrogéologie – déformation - géophysique sur un petit glissement superficiel en pied du versant de la Clapière. Ce glissement affecte les terrasses fluvio-glaciaires constituées d'un matériel géologique relativement homogène. 40 m³ d'eau ont été injectés dans une surface de rupture afin d'étudier son comportement hydromécanique in situ et de définir l'influence d'une surface de rupture, sur les écoulements dans un milieu initialement homogène. Durant l'injection, un suivi en continu de traceurs naturels et artificiels couplés à des mesures de déformation en surface d'une précision inférieure au dixième de millimètre a été réalisé. L'infiltration d'eau dans le massif a été suivie par imagerie géophysique (annexe 1).

D'un point de vue méthodologique, cette expérience multi-paramétrique permet de calibrer différentes méthodes indirectes d'estimation des paramètres hydrogéologiques en construisant un modèle conceptuel des écoulements et en considérant le versant comme un milieu poreux équivalent.

Cette surface de rupture joue un rôle drainant des écoulements, provoque l'apparition d'un contraste de perméabilité important qui évacue les pressions interstitielles et diminue l'effet des variations de pression d'eau sur la déstabilisation du versant.

EXPERIMENTAL ANALYSIS OF GROUNDWATER FLOW THROUGH A LANDSLIDE SLIP SURFACE USING NATURAL AND ARTIFICIAL WATER CHEMISTRY TRACERS

S. Binet⁽¹⁾, H. Jomard⁽²⁾, Y. Guglielmi⁽²⁾, T. Lebourg⁽²⁾, E. Tric⁽²⁾, C. Bertrand⁽¹⁾, J. Mudry⁽¹⁾

⁽¹⁾ Université de Franche-Comté, EA 2642, 16 rte de Gray, 25030 Besançon cedex, France

⁽²⁾ Géosciences Azur, UMR 6526, UNSA, 250 r. A. Einstein, 06560 Valbonne, France.

Abstract

Artificial and natural tracer tests combined with high accurate electronic distancemeter measurements are conducted on a small landslide with a well known slip surface geometry. Outflow yields and chemical contents are monitored for all the experiment duration and they analyzed to estimate the slip surface hydraulic parameters. The main result is that the slip surface acts as a drain for groundwater flows that evacuates interstitial pressures in the slope and brings the sliding mass to be more stable one.

1/ Introduction

Rainfall is one landslide triggering factor, (Keefer *et al.*, 1987). The water induces movements for two main raisons: (i) infiltration increases water pore pressure on the slip surface and remarkably decreasing shear strengths of the landslide mass (Tsao *et al.*, 2005); (ii) water creates an increase of weight on the slope and destabilizes the mass by loading (Brunsden, 1999). However, during the movement, the slip surface evolution creates a new distribution of fluid pressure that can modify the movement (Cornet *et al.*, 2003) linked with a hydromechanical effect.

Thus, to increase the stability of a landslide mass, drainage wells have been widely used to drain groundwater, but effective drainage needs a good understanding of the slope hydrogeology (Bonzanigo *et al.*, 2001). Water from the entire slope can flow in the sliding mass and can increase the complexity of the hydro-mechanical coupling, with for example artesian pressure under the instable mass (Jiao & Malone, 2000). At the slope scale, the presence of slip surfaces induces a heterogeneity, where mechanical and hydrogeological properties are modified, that could modify fluid flow (Eberhardt *et al.*, 2005). The slip zone can create an enhanced hydraulic conductivity along fracture zones and /or create a gouge forming a relatively impervious zone which prevents perpendicular flows (Bonzanigo *et al.*, 2001). The hydrogeological context is an important one to discuss the landslide hazard. In this aim, hydro-geochemical methods, well adapted to moving zones, are developed (Guglielmi *et al.*, 2000).

This paper proposes an experimental analysis of *in-situ* hydro-mechanical monitoring. Groundwater flows are characterized by hydro-geochemical methods. The surface deformation is recorded using a high sensibility geodetic network. The main question is about the influence of a slip surface on flow and the possible consequences for slope stability. Thus, a multi-disciplinary study is performed coupling geoelectrical survey, natural tracer methods and topometric time measurements to locate the 3D sliding surface (Lebourg *et al.*, 2005, Appendix 1). A water injection about 40 m³ in 5 hours is realized through the upper slip surfaces, with artificial and natural tracer measurements. Three objectives are fixed: (i) to estimate the hydraulic gradient with geoelectrical survey and tracer tests, (ii) to quantify the hydraulic properties of the slip surface and matrix with back-calculation from tracer tests, and (iii) to estimate the hydromechanical behavior of the slip surface having experienced an injection, using topometric measurements during the injection.

2/ Description of the site

2.1/ Location

The la Clapière landslide is a large unstable slope, located in the south-eastern French Alps, about 80 km north of Nice city. This landslide, which mobilizes a huge volume ($55 \times 10^6 \text{ m}^3$) of metamorphic bedrock (Follacci, 1999) is developed on the north side of the Tinée valley and affect a mountain that rises to 3000 m, occurring between 1100 m and 1800m of altitude. A large rupture has been observed since the beginning of the last century. The “la Clapière” slope itself is affected by a lot of tectonic discontinuities. The major fractures are subvertical N20 intersecting the whole slope far away from the active landslide and limiting several parallels, a few hundred meter wide. The displacements measured by the monitoring system have also a N20 orientation. Thus it can be suggested that fault play the role of ‘guides’ localizing landslip deformations and the water drainage (Lebourg *et al.*, 2005, Appendix 1). Near the foot of this unstable mass, where the N20 draining fault crop out, a more active superficial landslide occurs in a homogeneous material (Fig. 2.1).

2.2/ Geometry of the superficial landslide

The foot of the landslide is a very active area, where a rotational landslide is taking place in fluvio-glacial deposits of heterogeneous blocs on top of the gneiss. This zone is structured by north-south faults, which are a local deviation of the N20 fault, driving the landslide evolution (Fig. 1). The superficial rupture has been observed since the 1997 year. Since the 2000 years the movements became more continuous. Scarps and trenches, around the rotational landslide, prove a toppling of the sector including a sliding mass in the central part (Fig. 2.1).

Five perennial spring are located in this area which important drain deep flow, at the slope scale, from the faults (Guglielmi *et al.*, 2000) and which diverges in the fluvio-glacial deposits which have higher permeability.

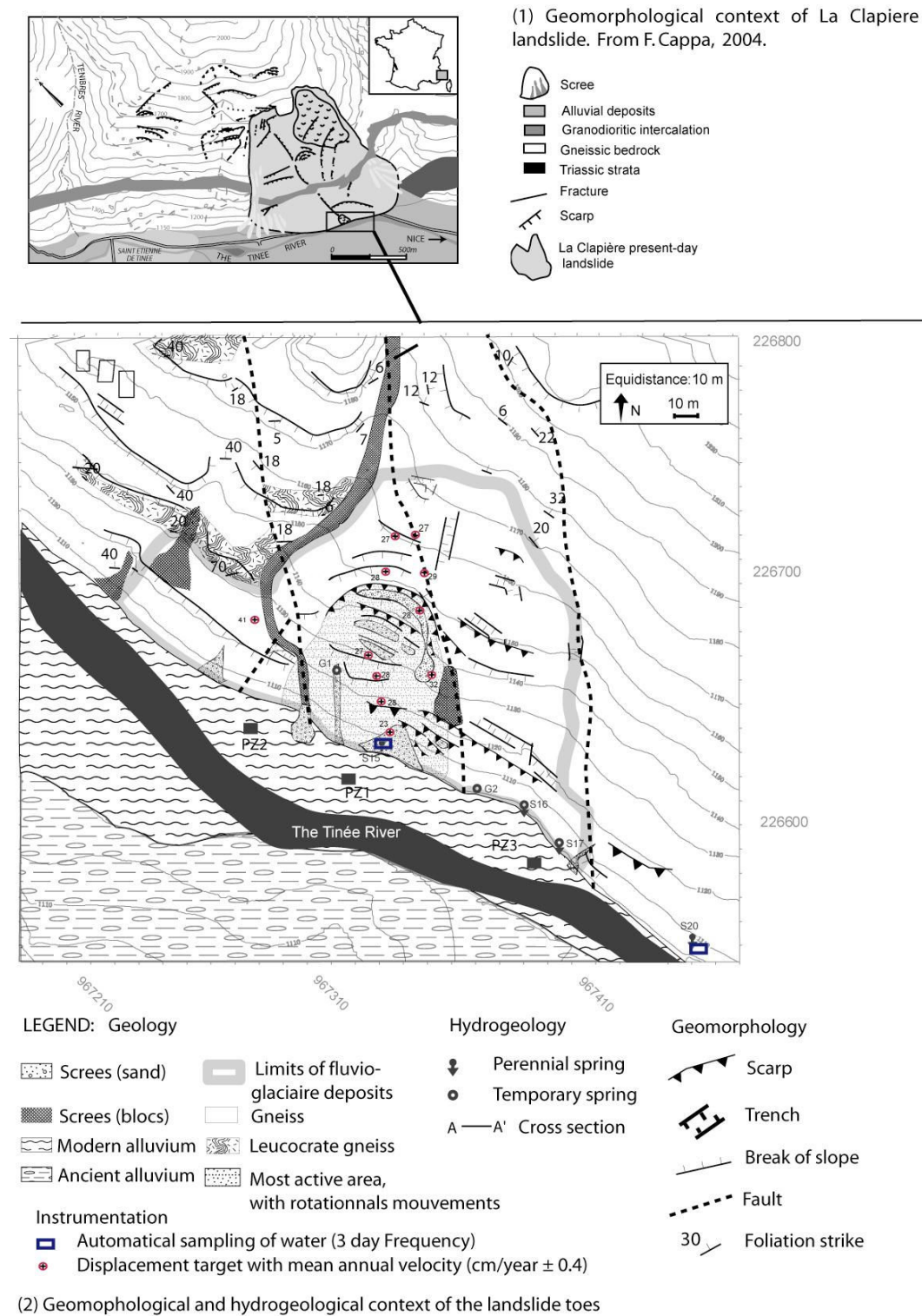


Fig.2. 1 : Geomorphological context of the foot of the slope, (Lebourg et al., 2005, Appendix 1)

2.3/ Activity

A geodetic network is installed, around the superficial landslide, in order to complete the official network of the Ministry of Equipment, that monitors the overall landslide activity. A total station composed of an electro-optical laser distance-meter and an electro-theodolite (LEICA TDA 5005) measure the position of reflectors located in the moving area (Fig.2.2a). After corrections of the signal (detailed in the chapter: methods), the measurement accuracy is half a centimeter for a one year monitoring. The 2003 surface displacements enable to reconstruct the slip surface. The interpretation of spatial repartition of the slip surfaces in the map (Fig. 2.2a) is realized, according to the scarp deeping observations, and surface measured displacements, assumed as parallel to displacements on the slip surface in depth. In Fig. 2.2, the optical target P6, P3 and P4 reveal the same displacement evolution. Indeed the targets are located in the same sliding mass. The P5 and P7 target displacements monitors the upper sliding mass. Between these groups, a discontinuity is necessary to explain the movement heterogeneity and can be interpreted as a slip surface. Three slip surfaces, fitting together, are identified in the area. Out of the sliding mass, the target position evolution (P10 and P8) records an opening of fractures without elevation decrease, interpreted like trench apertures. The horizontal displacement is greater in the upper part (P3, P4) compared to P2, and suggest a growing upward evolution of the landslide to bottom from the top of the slope, with the upper slip surface that cut over the lower one.



Photo 2. 1 : Geomorphological features in 2002

The geoelectrical cross section (Fig. 2.2C), presents highly resistive superficial zones that correlate exactly with the sliding mass defined with the surface deformation and the geomorphologic structures (Jomard *et al.*, submitted). In the upper part, a fourth slip surface is suggested by geo-electrical measurements.

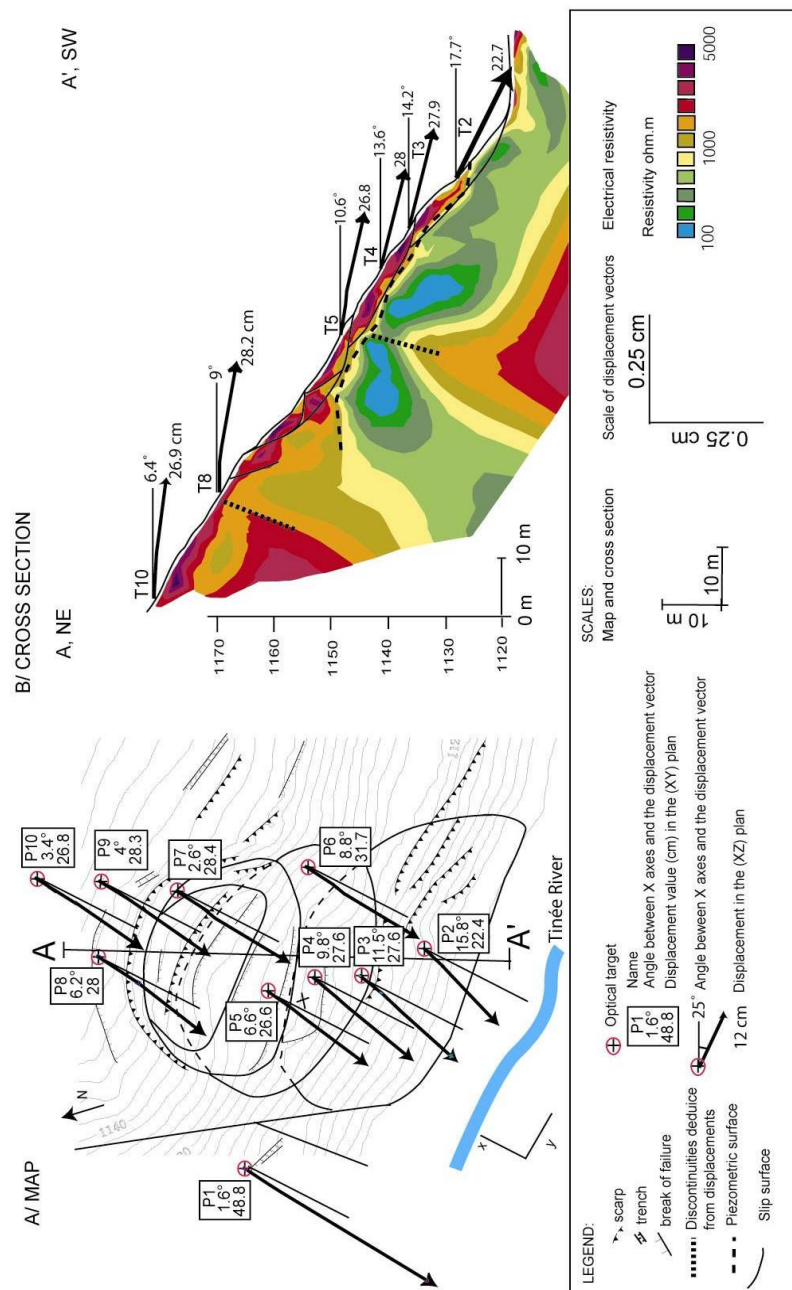


Fig. 2. 2 : Activity during the years 2003: identification of the slip surfaces with geophysical cross section and displacement, measured with tachemeter A/ map B/ cross section

3/ Methods

The slip surfaces are well defined and spatially located. The methodology presented in this paper is oriented towards the characterization of the hydrogeological behavior of these slip surfaces. On this simple object, ground-water interpretations are validated from geo-electrical and tracer data correlation. The landslide movements, during the injection of water in a slip surface, are monitored with a 0.1 mm accuracy and a 15 min frequency.

3.1/ Protocol of water injection

About 2.2 L/s of water are injected (Q_{inj}) in the upper part of the sliding surface (Fig. 2.4) during 5 hours. An artificial tracer (fluorescein) is added to water in the first 15 min of the experiments.

Time measurements are realized at the spring S15 that drains the zone. Yield, chemical content and fluorescent tracer content are measured every 15 min.

3.2/ High accurate geodetic monitoring, during water injection

During injection, the tacheometer TDA 5005 records with a 15 min frequency measurements the target evolution in the landslide, in order to observe the reaction induced by the water injection.

The data acquisition is similar to the protocol defined by Gunzburger *et al.* (2005). After the current installation procedure imposed by the constructor (Leica), the position (distance, horizontal and vertical angles) of targets in the moving mass and of reference targets are measured, with four successive iterations.

Data corrections applied to reduce the error range are detailed in Gunzburger *et al.* (2005). For distance measurements about 150 m, the following corrections are chosen. (i) The internal parameters by conducting both before and after 180° simultaneous rotations of the horizontal and the vertical axes. (ii) External errors are primarily due to the aerial path of the laser beam as its propagation is being influenced by atmospheric conditions which are not homogeneous during the injection. According to the manufacturer's use instructions, the corrected distance $D'p$ is defined with equation (1)

$$(1) D'p = Dp * (1 + \frac{\alpha}{10^6}) \text{ Where}$$

$$\alpha = 283.04 - \left(\frac{0.29195p}{1 + (T/273.16)} - \frac{4.126 * h}{1 + (T/273.16)} \right) 10^x \text{ and}$$

$$x = \frac{7.5T}{237.3 + T} + 0.7857$$

Dp is the measured distance, p the air pressure (mbar), T the temperature (°C) and h the relative air moisture (%). (iii) The average on four successive measurements decreases the random errors.

3.3/ Tracer test

First, with natural tracing from the 2003 hydrogeological cycle, the natural spatial and temporal variability of the water content is analysed to define the different natural flow way or water type in this slope. (Mudry *et al.*, 1994; Binet *et al.*, 2002)

Secondly, water injected has a contrasted water chemical content compared to the chemical content of the spring (Table 2.1). Water rock or soil interactions are possible with injected water. However, no soil is observed in the injected area and no natural nitrate are observed during the experiment, so nitrate breakthrough is reference. Sulfate and conductivity can increase during underground flow. Both curves will always be compared to nitrate curves to estimate the extant of these reactions.

Initial chemical content	Spring	Injected water
NO ₃ ⁻ (mg/L)	0	6
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	680	400
Cond (µS/ cm)	1201	378

Table 2. 1 : initial content of water before the injection

Thus, injection will induce a dilution at the spring. This dilution enables to estimate the flow velocity within the sliding surface. To determine when a steady state between flow input and output is reached, a chemograph separation is realized. The spring yield Q_s can be decomposed as follows (2)

$$(2) Q_s = Q_n + Q_i \text{ where } Q_n \text{ is the yield of natural water from aquifer and } Q_i \text{ the yield (m}^3/\text{s) of injected water arriving to the spring.}$$

Each component has a defined chemical content C_s for the spring water, C_i for injected water during the injection, C_n for aquifer water. The flux of the spring is expressed by the equation (3).

$$(3) Q_s C_s = Q_n C_n + Q_i C_i$$

Computing (2) and (3), Q_i of injected water arriving to the spring can be expressed (4)

$$(4) Q_i = \frac{Q_s (C_s - C_n)}{(C_i - C_n)} \quad (\text{Mudry, 1987; Massei } et al., 2003)$$

The equation (4) will enable to define the time to reach a steady state and the part of water from aquifer (Q_n) opposed to water from injection outflowing at the spring (Q_i). During the steady state, the injected yield (Q_{inj}) minus the yield of water from injection outflowing at the spring (Q_i) give the yield of injected water that is not drained by the spring (Q_m).

Artificial tracers mark the first water molecules arriving at the spring. The interpretation of the breakthrough curves give information about Particular velocity (V_p)

3.4/ Estimations of indirect hydrodynamic parameters

For the estimation, the media is considered as a multi-permeable equivalent porous media with the Darcy law (5) and porosity estimation (6)

(5) $V_d = K i$ where V_d is Darcy velocity (m/s), K Darcy's hydraulic conductivity (m/s), and i the hydraulic gradient. By definition: $V_d = Q / a$ where Q is the yield (m^3/s) at the spring and a the flow section of the spring (m^2).

(6) $\Phi = \frac{V_d}{V_p}$ where Φ is the porosity (%), and V_p (m/s) the velocity of artificial tracer

determined from the time measurements at the inflection point on the rising limb of the breakout curves.

Darcy law (5) and, porosity estimation with equation (6) from data of tracer test are used to estimate global parameters of the entire slope. (De Marsily, 1981; Castany, 1982; Gehlin & Hellstrom, 2003; Nelson *et al.*, 2003). The calculated values give an average trend. In these

sub-surface conditions, the slope of the saturated unsaturated limit is considered as the gradient.

Estimation of hydraulic gradient is realized with geo-electrical data, according to a strong contrast of electrical resistivities between the saturated / unsaturated limit (Fig. 2.2c). The limit is calibrated with the S15 spring position. The values inferior to 200 ohm m are interpreted like saturated zone and improved with geometric observations.

To validate these methods, data will be compared with hydrogeological literature data estimated with tracer method in the same rocks.

4/ Results

4.1/ Natural spatial variability of the water chemistry

The space variability of the chemical water content around the superficial landslide is presented in Figure 2.3. The measurements of magnesium and sulfate (Fig. 2.3) shows presence of two water families, one with low chemical content, for the Tinée river (Ci) and the spring 20, that correspond to superficial water, one with a high chemical content for the spring draining the landslide (Cn) that correspond to water from the entire slope (Guglielmi *et al.*, 2000). The time variability of each spring with flood is not enough to explicate such variability.

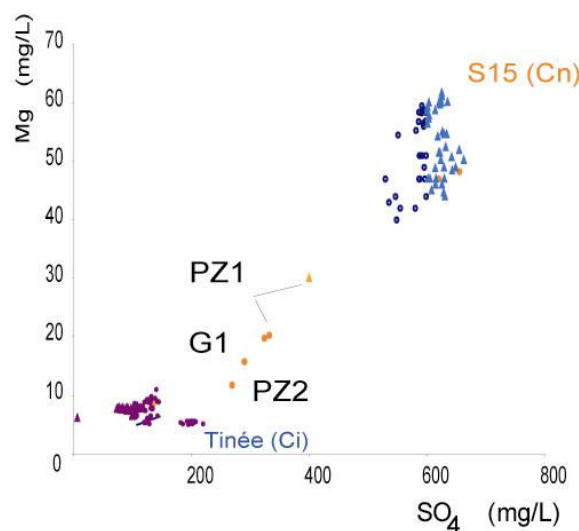


Fig. 2. 3: Natural tracer variability (2003 hydrological cycle)

The variability explanation is the presence of two water types. Between these two clusters, the water of piezometers corresponds to a mixing between these two water types. Thus during flood, the G1 temporary spring is also a mixing between deep and superficial water that proves the connection, during flood, between the deep aquifer and the slip surfaces.

4.2/ Outflows after injection

The injection of artificial tracer had created several new outflows of colored water in the landslide. Outflows are located on the slip surface, because spatial correlation is perfect between (i) slip surface outcropping and water outflowing and (ii) water sinkhole and counter-scarps (Fig. 2.4). The arrival time reveals a quick drainage towards the S15 spring. The water has crossed the landslide in 90 min. Sideways, the flows arrive at the G1 temporal spring 230 min after the injection, displaying a dispersion effect of flows in the slip surface, with a slower velocity of lateral flows.

Around the slip surface a humid area is developing. This zone increases with time to reach 2 meters upper and lower the slip surface. The matrix is not impermeable and a part of injected water passes in the matrix (Q_m). First water arrives from the slip surface, and then humid area, around the slip surface, increases about 1m / 15 min (Fig. 2.5). The restitution ratio of fluorescent tracer is about 15%, compared to the 60 % of restitution ratio for injected water. Like the fluorescent tracer marks the starting of the injection, the first liter injected do not outflow at the spring, but are flowing through the matrix, create a matrix saturation, around the slip surface, and highlight the relations between the rock matrix and the slip surface. From the 38 m³ injected, 24 m³ outflow through the slip surface. The remaining 14 m³ have flowed in alluvial deposits, through the matrix. The slip surface drains the water, but a part of water passes in the matrix. This matrix saturation, around the slip surface, is observed upper the heterogeneity and reveals an interstitial pressure in the landslide with a local water saturation of the material around the heterogeneity.

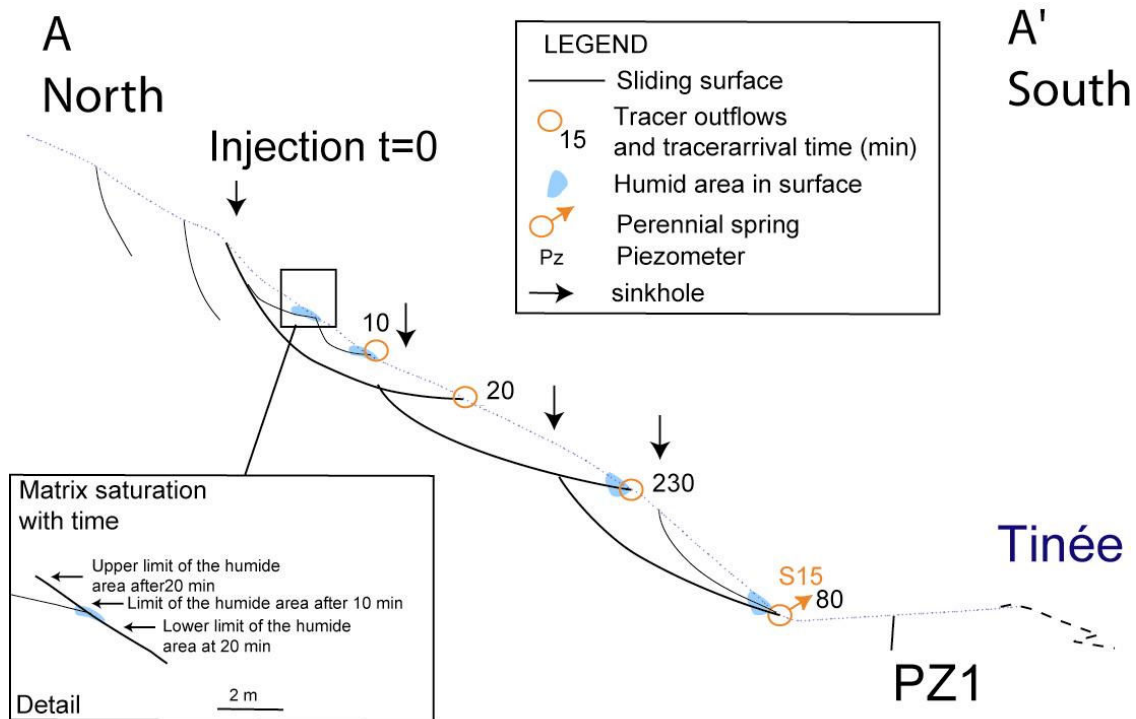


Fig. 2. 5 : Correlation between slip surface and outflows in cross section

4.3/ Time variations after injection

The injected water has a contrasted chemical content compared to water of the slope (Table 2.1) that enables a hydrograph separation. Thus conductivity and sulfate are natural water tracers of the water from slope and nitrate an injected water tracer. Applying equation (4) the calculated yields of injected water arriving at the spring (Q_i) during this artificial flood enables to estimate participation of both water types at the spring. Figure 2.6 presents the results, for each tracer. The correlation between the three tracers is a proof that the water rock interaction can be neglected with a residence time around 10 hours. The first reaction of the S15 spring is a yield increase due to head transfer. At time t_1 (Fig. 2.6), the injected water reaches the natural saturated zone and creates an increase of yield (pressure transfer). Then at time t_2 , the injected water arrived at the S15 spring, through the slip surface, with a velocity

(Vp) and the percentage between natural water discharge ($Q_n = 0.22$ L/s) and injected water discharge ($Q_{inj} = 2.23$ L/s) becomes constant. t_3 is the end of the steady state and at t_4 the slip surface is drained.

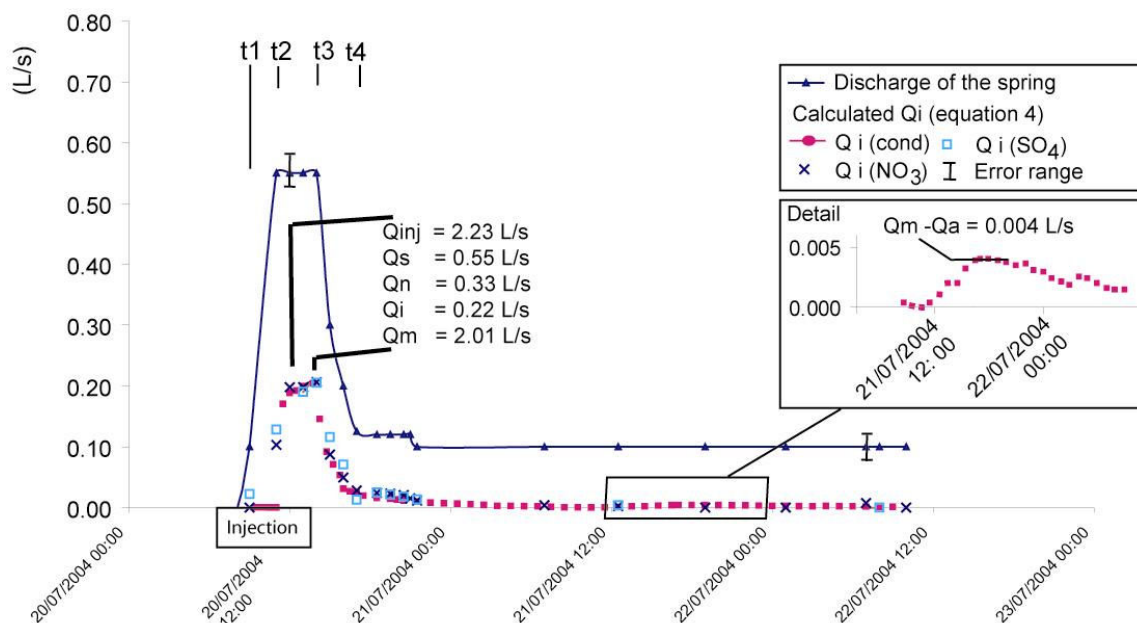


Fig. 2. 6 : hydrograph separation

The environmental tracers enable to calculate, during the pseudo steady-state defined on Fig. 2.6, that the 0.55 l/s flowing through the S15 spring (Q_s) are composed about 0.22 l/s from the injection (Q_i), and 0.33l/s from the mixing with natural slope water (Q_n). This pseudo-steady state is useful for hydraulic conductivity and porosity estimation of the slip surface.

During this pseudo steady state, on the 2.2L/s injected (Q_{inj}), 0.22 L/s flow through the slip surface (Q_i) and 2.01L/s flow in the matrix (Q_m).

At t_5 , the tracer test breakthrough shows a bimodal response (Fig. 2.7), the water from injection outflowing at the spring (Q_i) must be decomposed in two flow paths. The first arrivals are the flows in slip surface ($Q_{i \text{ slip surface}}$). The second arrivals are correlated in time with tracer arrival in the piezometer 1 (Fig. 2.4) and can be attributed to flows in the matrix (Q_m), with a part flowing through the alluviums (Q_a) and the other flowing at the spring ($Q_{i \text{ matrix}} = Q_m - Q_a$). The fluorescein restitution shows a mix of water from the fracture and

from the matrix and enables to estimate flow velocity in the matrix about $5 \cdot 10^{-4}$ m/s and in the slip surface about $3 \cdot 10^{-3}$ m/s. The hydrograph (Fig. 2.6) give an estimation of Q_m - Q_a

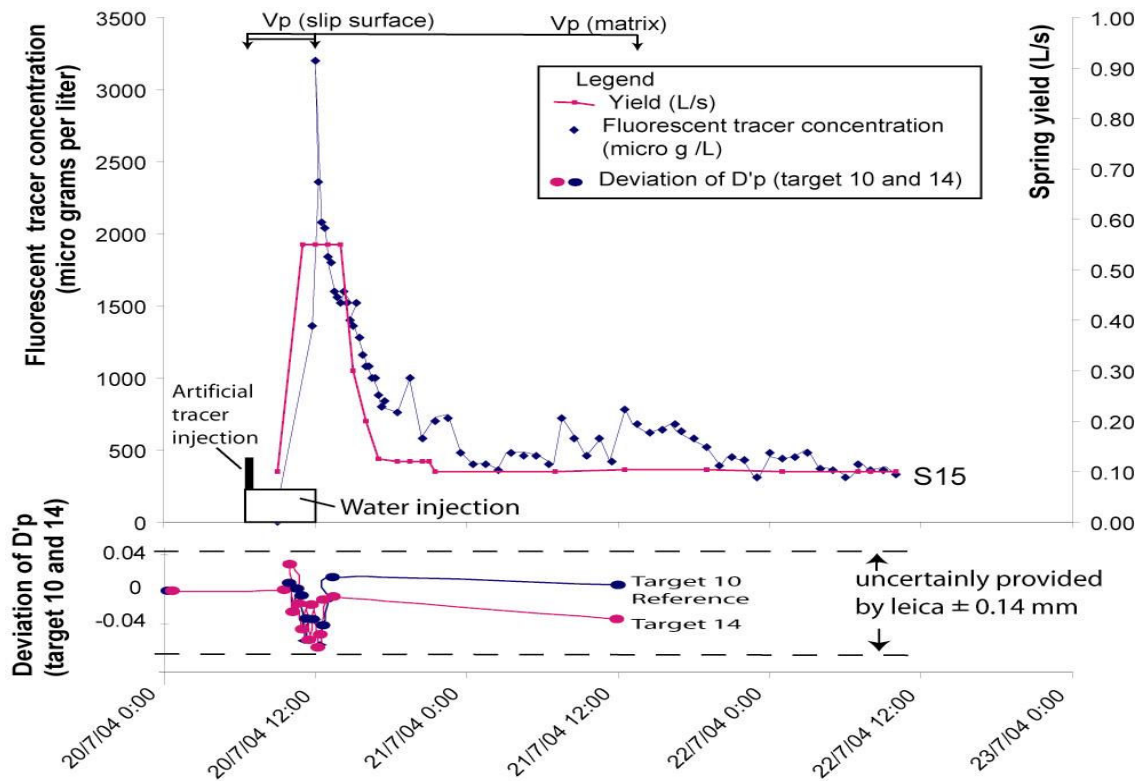


Fig. 2. 7 : Tracer test breakthrough

4.4/ Estimation of hydraulic parameters

The obtained results enable to propose a conceptual flow model (Fig. 2.8) with several flow ways of injected water through slip surfaces and matrix. Yields, estimated with natural tracer, are represented (Fig. 2.8b) are used to realize an estimation of hydraulic parameters.

The method used a hydraulic gradient calculation with the geoelectric cross section. Figure 2c, realized at t_3 time (Fig. 2.6) shows that the 200 Ohm.m limit presents a break when it crosses the slip surface. This observation induces two different hydraulic gradients for flows in the slip surface and in the matrix where the hydraulic gradient is about 32% ($\pm 5\%$) in the sliding mass and about 45% ($\pm 5\%$) in the matrix. During the floods, to connect the slip

surface with the slope aquifer, as is observed with the natural tracer (Fig. 2.3), the hydraulic gradient must equal 45 % and validate the geoelectric data.

Using flow velocity in matrix and in slip surface and applying equations (5) and (6), the hydrogeological parameters are estimated with a 45% gradient in the matrix and 33 % in the slip area, as presented the Fig. 8B. The section of spring flow (a) is $1.2 \text{ m}^2 (\pm 0.1 \text{ m}^2)$ that corresponds to the humid area observed around the spring S15. The results are presented in table 2

This calculation gives an evolution of hydraulic conductivity about a factor of 50 and a porosity increase about 6%.

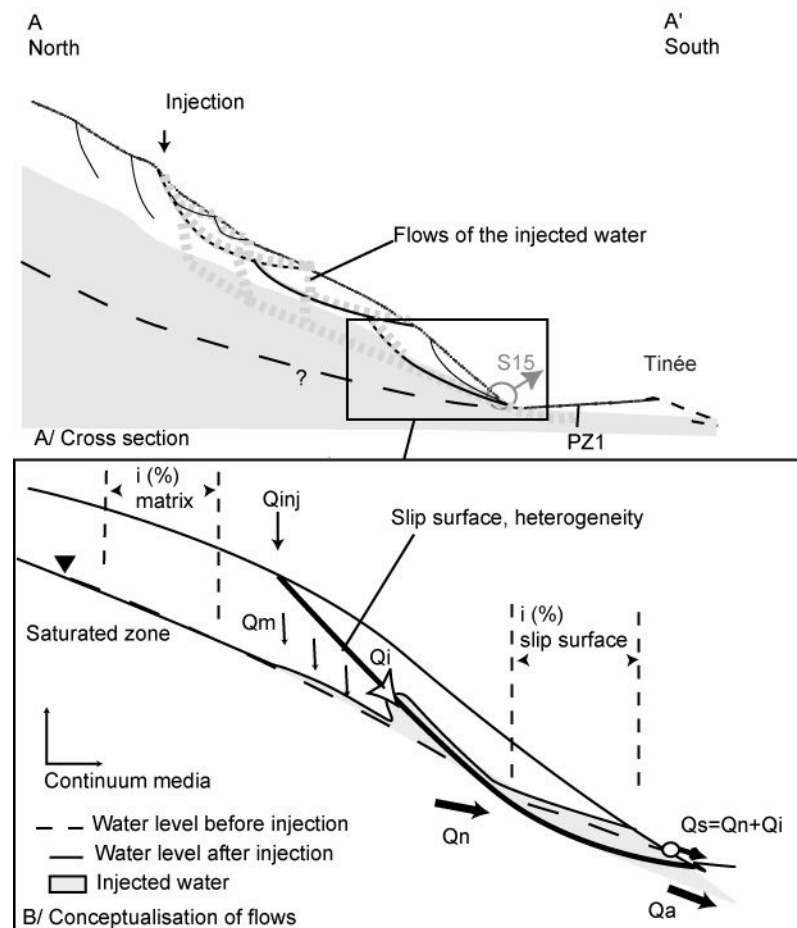


Fig. 2. 8 : Conceptualisation of Flows for backcalculation of hydraulics parameters A/ cross section of the slope, B/ conceptualisation

This calculation gives an evolution of hydraulic conductivity about a factor of 20 and a porosity increase about 3%. The results between the two methods are coherent.

values	sliding surface	Matrix	Method
V p (m/s)	3.E-03	5.E-04	Tracer test
V d (m/s) = Q / a	1.8E-04	4.8E-06	Tracer test
i max %	26%	53%	Electric
i min %	33%	43%	Electric
K min (m/s)	7.0E-04	9.1E-06	Eq. 5
K max (m/s)	5.5E-04	1.1E-05	Eq. 5
porosity (%)	7% ($\pm 1\%$)	1% ($\pm 1\%$)	Eq. 6

Table 2. 2: Estimated parameters, from artificial tracer test and geo-electrical data.

5/ Hydro-mechanical behavior of the slip surface

5.1 / Implication for methodology

In such moving zone, local *in situ* measurements are difficult to perform, because of the durability of boreholes in a moving zone. In the unstable fractured slope, the local hydraulic gradient is not representative of the spring flows, because of the heterogeneity of the hydraulic conductivity fields (Guimera & Carrera, 2000). The geoelectrical method, tested to estimate a range of contingent hydraulic conductivity, gives a spatial evolution of the hydraulic gradient and is coherent with literature data on this type of geo-material ranging between 1 and $6 \cdot 10^{-5}$ m/s for the matrix (Guimera & Carrera, 2000; Guglielmi *et al.*, 2005, Appendix 2).

5.2/ Estimation of the hydraulic conductivity of the slip surface

The tracer tests demonstrate the existence of two flow types, one in the slip surface and one in the matrix (Fig. 5). The hydraulic conductivity of the slip surface is about $3 \cdot 10^{-4}$ m/s ($\pm 2 \cdot 10^{-4}$ with head gradient error range) and the matrix hydraulic conductivity is estimated about $1 \cdot 10^{-5}$ m/s ($\pm 2 \cdot 10^{-6}$). The porosity has increased about 6% with the slip movement. The slip surfaces are drains. The superficial water after a rainfall flows through the moving mass, and is evacuated by the slip surface. After an important flood at the massif scale, the natural water head increases and can connect the slip surface.

The presence of perched water in the slip surface during the flood, observed with the presence of the G1 temporary springs, can be explained by the hydraulic conductivity

contrast, with a ratio about 50. The flows are drained by the heterogeneity that creates a saturated zone around the slip surface, including a part of the matrix that is not impermeable.

However, the matrix permeability should be over estimated, because the toppling records with the tacheometer (Fig. 2b) out of the sliding mass reveal a decompressed zone by toppling that modifies the matrix hydraulic parameters with creation of drains for flows.

5.3/ Implication for stability

Infiltration, directly in the slip surface does not induce a movement in this case. The optical target do not record a significant (>0.2 mm) movement during the tracer test injection (Fig. 7), according to the 38 m^3 injected on a 500 m^2 surface. The draining behavior of the fractures evacuates water sufficiently fast to avoid a high pressure increase in the landslide.

A local diffuse infiltration in the sliding area can induce an increase of weight by water infiltration in the matrix and can induce movement. At the same time, water in the slip surface can decrease shear parameters. For a superficial landslide, the volume of water infiltrated in the landslide cannot be important, due to the relatively limited surface about 500 m^2 .

The last scenario is an infiltration from the upper moving area. Water can induce under pressure in the slip surface that can reactivate this landslide. In this case, the volume of water is clearly bigger, because this zone drains an important part of the slope from 1100 m to 2700 m (Guglielmi *et al.*, 2002). The anisotropic hydraulic conductivity of the slip surface can confine water and increase pressure under the slope. All the presented data here insist on the importance of the regional context to make a good risk assessment.

6/ Conclusion

Even if the slip surface is developing in a same material, it plays a role of discontinuity for groundwater flows, with porosity increasing about 6% and permeability about a ratio 50. During injection, a matrix effect is observed around the slip surface, with a saturation of the matrix. The slip surface drains the flows and diffuses it into the 3D slip surface geometry with a lower velocity. During a flood, the gradient of the slope aquifer, usually around 45%, increases and is connected with the slip surface that brings water under the landslide. However, the slip surface plays a drain role. It evacuated rapidly the interstitial pressures and increases the stability of the slope.

Acknowledgements: We sincerely thanks the French INSU SAMOA program for its financial support

CHAPITRE III : INTERACTIONS ENTRE ÉCOULEMENTS, ET DÉFORMATIONS DANS UN MASSIF FRACTURÉ INSTABLE

Étude du versant de Rosone (Alpes italiennes)

A l'échelle du versant instable de Rosone (Piémont), une campagne d'acquisition de données hydrochimiques corrélée avec les cartes géomorphologiques et géologiques, permet de proposer un modèle conceptuel des écoulements sur le versant. La zone instable de Rosone est équipée depuis 4 ans de pluviomètres, d'un piézomètre et d'un suivi des déformations par G.P.S., extensiomètres et tachéomètres. Après la réalisation d'un modèle d'écoulement souterrain, l'analyse des épisodes d'infiltration et des crises du glissement met en évidence des interactions hydromécaniques dans ce versant.

Plusieurs facteurs influent sur l'évolution des pressions hydrostatiques dans le glissement, comme l'état de déformation du massif qui modifie la vitesse de transfert dans le milieu, ou l'endommagement du versant suite aux déformations. Ceux-ci modifient les propriétés hydrauliques de façon irréversible, suite aux principales crises qui affectent le versant et font diminuer la charge hydrostatique moyenne enregistrée dans le versant.

CHARACTERIZATION OF A FLOW IN A FRACTURED UNSTABLE SLOPE, USING HYDROCHEMICAL METHODS.

S.Binet^(1,2,3), J.Mudry⁽¹⁾, C.Scavia⁽³⁾, S.Campus⁽⁴⁾, C.Bertrand⁽¹⁾, Y.Guglielmi⁽²⁾

⁽¹⁾ EA 2632 Géosciences- University of Franche-Comté- F – 16 rte de Gray - 25030 Besançon

⁽²⁾ UMR 6526 Géosciences Azur – CNRS-UNSA- Geomechanics and tectonic Unit-250 rue Albert Einstein –F- 06560 Sophia-Antipolis

⁽³⁾ Politecnico di Torino-I- Torino, Corso Duca degli Abruzzi, 24

⁽⁴⁾ Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale Del Piemonte-I- Torino, Via San Domenico 22/B

Corresponding author: S. Binet,- stephane.binet@univ-fcomte.fr – tel: +33 (0)3 81 66 64 31 – Fax: +33 (0)38166 65 58

Abstract

In the case of large unstable mountains slope, the spatial repartition of the saturated zones influence the pressure repartitions in the massif and the slope stability. This contribution proposes an evaluation of water origin, pressure transit time of groundwater flows from hydrochemical and isotopic measurements. The objective is to propose a conceptual model of the groundwater flows and a location of the saturated zones in the slope. The interpretation of time measurements of water pressure in the collapsed zone highlights (i) an evolution of flows with deformation that induces a damaging of the rock properties and (ii) the necessity to connect hydrogeological conditions and geological background in a dynamical system to analyses the pore pressure in the fractured collapsed zone.

1/ Introduction

In the case of large unstable mountains slopes, it has been clearly shown the major triggering factor is groundwater (Noverraz et al., 1998). For example, after an hydrogeological study on the Vallemaggia landslide, it is proved, by draining the massif, that the pore water pressure in the unstable slope is the main factor that trigger the unstable mass velocity increases, and now, under dry conditions, the slope is stable (Bonzanigo et al., 2001).

In an unstable fractured massif, flows create pore water pressure variations that trigger the landslide acceleration. However, in mountainous slopes, infiltration events are heterogeneous, with important elevation variations, created by rain and temperature variability. After infiltration, water flows within the metamorphic rocks and can be drained through perched aquifers in the uncompressed or weak fault zones (Maréchal, 1998). Finally groundwaters flow through the heterogeneous slope, in a multi permeable fractured media, where permeability ranges from 10^{-11} m/s in the gneiss matrix to 10^{-3} m/s in the fractures (Cappa et al., 2004) to flow in the landslide where rock permeability is not constant, but is a function of stress and stress induced damage (Tang et al., 2002). Thus, to study the mechanisms that influence the water effect on landslide acceleration, it is necessary to have a model of flow in the slope.

To understand these complex flows an hydro-geochemical approach is applied from the La Clapière slope (Guglielmi *et al.*, 2000; Guglielmi *et al.*, 2002; Cappa *et al.*, 2004; Guglielmi *et al.*, 2005, Appendix 2) to the Rosone slope (Piemont, Italy). Water flow path and saturated zone in this slope are localized with a detailed hydrogeological investigation and geochemical measurements, coupled with time evolution of pore water pressure and deformation in the slope, recorded since 4 years. These data enable to propose a conceptual model of flow in an unstable area in a dynamical system.

2/ Geomorphology of the Rosone slope

This rock slope, which mainly consists of gneiss, is located on the Italian side of the Western alps and has been affected by recurrent instability phenomena. The entire southern side of the ridge bounded by the Orco and Piantonetto rivers has been undergoing a slow process of gravitational slope deformation (Fig. 3.1). The entire slope ranges from 700 to

2000 m a.s.l. Located in the metamorphic rock of the “Gran Paradiso” units, movements affect about 5,5 km² area and reach depths of over 100 m (Forlati et al., 2001). The characterization of rock mass shows three main systems of discontinuities, the schistosity, (dip direction of 154°, dip of 34°S), and two main joint sets, (dip direction of 20°, dip of 86°W and dip direction of 100°, dip of 68°N, Fig. 3.8) (Forlati et al., 2001). These discontinuities drive the gravitational movements and create a high heterogeneity in rock properties (Forlati et al., 2001). The morphological and structural characteristics of the area and the annual average motions suggest subdividing it into three sectors, corresponding roughly to the villages of Ronchi, Perrebella and Bertodasco (INTERREG1, 1996). A 17 Km water pipe spanning is drilling in the entire length of the gravitational deformation (Fig. 3.1, noted CF in hydrochemical analysis)

With the objective to investigate the possible modes of instability of the rock slope, by using a discontinuous model, Barla *et al.* 1995 show that with the unloading process which occurs with deglaciation, the rock mass at the crest of the slope undergoes failure in shear (as shown by the cross Fig. 3.8) and create uncompressed zones at the crest. The uncompressed zone is composed of a 3 km² toppled zone (Perrebella and Ronchi), with centimetric open fractures, ranging from 1400 to 2000 m a.s.l., high fractured trenches and zones with unweathered gneiss (Fig. 3.3).

Based on morphological, structural characteristics, inclinometric measurements, surface deformation measurements, seismic imaging, laboratory tests, a detailed hazard analysis of the collapsed zone is developed (Amatruda et al., 2004) and defined three zones in the collapsed zone, with different average annual velocities (Fig. 3.1) that represent three scenarios of rupture, with different involved volume: (i) the collapse of the zone C (Fig.3.1) heavily fractured, therefore continuous rockfalls can weaken the rock mass located in this sector, (ii) the collapse of the zone C may bring about the avalanche of zone B at the same time. The volume involved would be about 9'300'000 m³ (Amatruda et al., 2004), (iii) collapse of the whole landslide area, the zone C and B may induce the avalanche of the whole rock body involving a volume of about 20'500'000 m³.

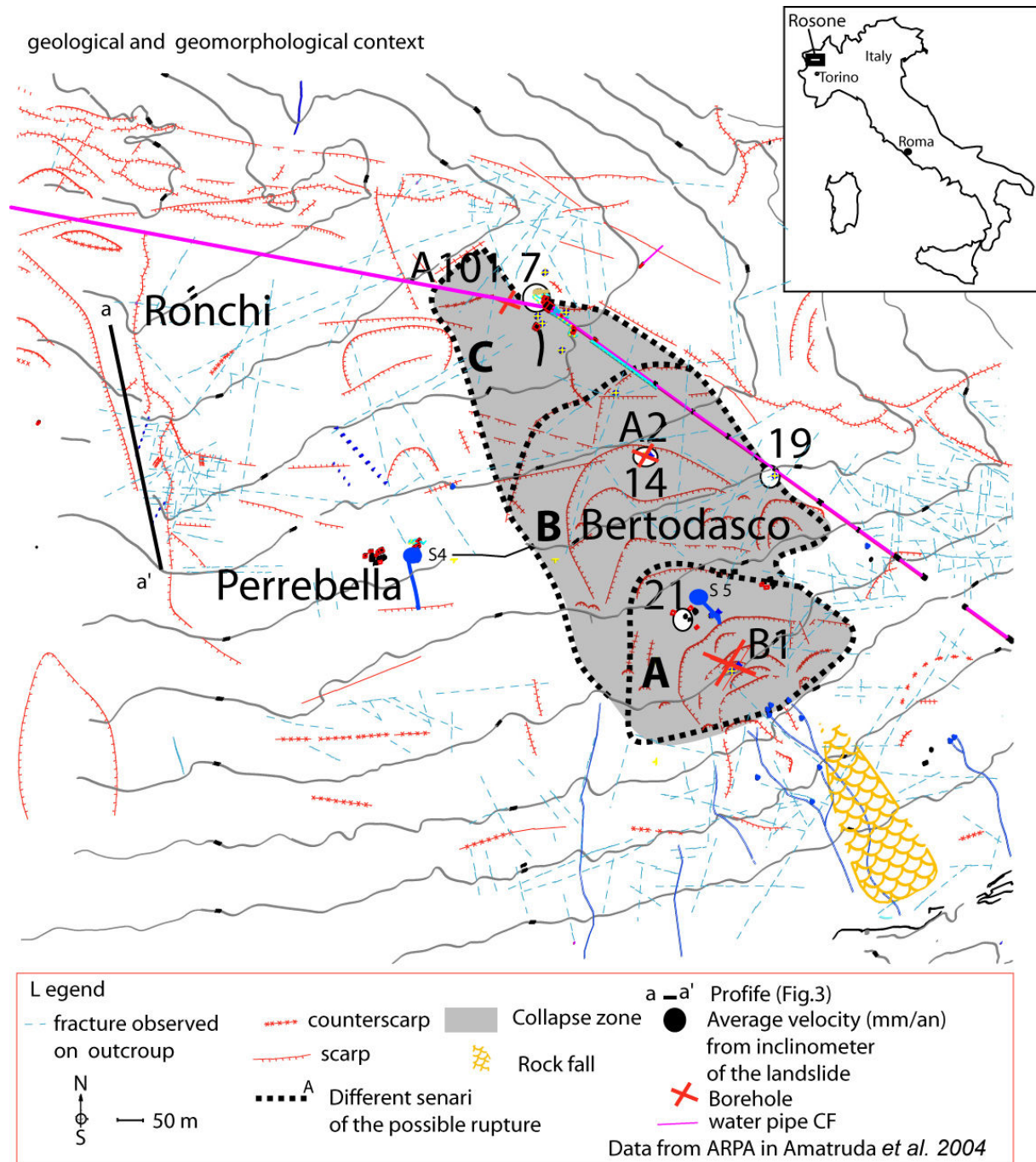


Fig.3. 1: Geologic and geomorphologic setting of the Rosone slope

A number of factors which could affect the stability conditions of the slope where evidenced. Geological structure and transient water pressures are the predominant factors for slope stability (Barla & Chiriotti, 1995). To get some insight into the causes of the phenomenon, a series of non-linear, time-dependent analyses has been carried out through the finite element method. The slow movement of the rock mass, and the gradual loss of its

mechanical properties with increasing deformation, has been accounted for the calculations by means of a visco-plastic law, allowing for strain softening effects. The results of analyses lead to some conclusions on the causes of the observed movements, among which the possible influence of the change of groundwater pore pressure during time is likely to play an important role on the observed movements. The interpretation of pore water pressure is not straightforward, due to the complex hydrogeological conditions of the slope. No reliable correlation has been established so far between the evolution of the hydraulic pressure during time and the amount of rainfall (Forlati et al., 2001).

We performed a new hydrogeochemical study at the landslide scale to characterize relation between gravitational features and hydrogeology, to discuss origin of water in the landslide and the dynamical evolution of flows. The aim is to bring new data on the complex hydrogeological conditions of this unstable slope. Sacchi et al., (2004) have studied the hydrogeology and hydrogeochemistry of the Orco Valley to characterize past hydrothermal and present fluid circulation in the Gran Paradiso massif. These observations give a general conceptual model of flows in the stable fractured gneiss at the Gran Paradiso massif scale and give a valley scale model of flows in which our study take place.

3/ Methodology

First, water chemistry is studied to inform about hydrogeological setting (Mudry *et al.*, 1994; Guglielmi *et al.*, 2002). An instantaneous physical and chemical analysis of all the springs that drain the Rosone slope has been performed in June and December. Cation measurements are made with the atomic absorption spectrophotometer PerkinElmer A analyst 100 and the anion measurement with a high pressure ionic chromatograph Dionex DX 100 (precision is about 5% maximum, according to the dilution coefficient). Bicarbonate is measured volumetrically. The chemical content, interpreted like the result of water-rock interactions, enables to define several flow types that characterize the different water-rock interactions types. The comparison between water chemistry variability, geomorphological and geological maps defined several aquifer types, with different hydraulic properties.

Second, the average elevation of the recharge area of water sampled is determined with isotopic method (Fontes, 1976). The stable isotope of oxygen, $\delta^{18}\text{O}$, is determined with a mass spectrometer MAT 250 Hausverfahren ($\pm 0.15 \delta^{18}\text{O}$) by Hydroisotop GmbH; the unit of measurement corresponds to a normalized value referred to the sea water value. In water of

precipitations, $\delta^{18}\text{O}$ content is controlled by climatic conditions and evapo-transpiration. In mountainous areas, with an important temperature gradient with elevation, the $\delta^{18}\text{O}$ content which is thermo-dependent and stable during infiltration time records the infiltration elevation of water (Razafindrakoto, 1988; Juif, 1991; Novel *et al.*, 1995; Guglielmi *et al.*, 2000; Marechal & Etcheverry, 2003).

Third, an estimation of infiltrated water in the slope is performed using time measurements of rainfall, snow cover and temperature measurements (Fig. 3.2). No runoff is considered in the uncompressed zone, because of opening of fractures and the presence of counterscarps in the slope (Fig. 3.3), but in the strong slopes (>45%) without deformation observations in surface, the runoff is considered as draining all the superficial water. The daily Turc equation (De Marsily, 1981) is applied for rainfall. Using a 14 year long data set of 26 gauging stations in the central Italian Alps, it is considered that 1 centimeter of snow give 1mm of infiltrated water (Bocchiola & Rosso, 2006).

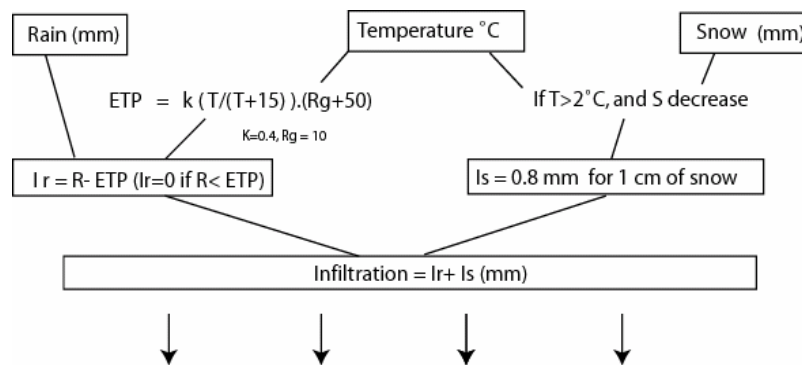


Fig.3. 2: Protocol to estimate infiltrated water on the slope and estimate hydrodynamics parameters

During 2001 years, two water pressure tests (Lugeon Test) were realized in the collapse area. It consists in three 5-minute water injection are carried out at the same pressure. The hydraulic conductivity is measured in terms of Lugeon units, with 1 Lugeon Unit equals to a water take of 1 litre per metre per minute at a pressure of 10 bars. 1 Lugeon Unit are interpreted in the SI unit system with the approximate relation 1UL correspond to $2 \cdot 10^{-7}$ m/s (De Marsily, 1981).

The monthly infiltrated water compared to four years head evolution in the piezometer (B1) located in the collapsed zone C (Fig.3.1) and to surface movement give information on the hydromecanical behaviour and enable to examine the time evolution of the flows in the slope.

4/ Hydrogeology of the unstable slope

4.1/ Relation between gravitational structures and hydrogeology

For infiltration conditions, the counterscarps strongly reduce the run-off and the high fracturing in the uncompressed zone induces heterogeneity of groundwater infiltration. Thus, water from Perrebella river (S4, Fig. 3.1) sinkholes in an uncompressed zone 50 meters lower and the water of Bertodasco spring (S5) passes through a counter scarp (Fig. 3.4). On the entire slope, the uncompressed zones, defined from an extrapolation of counterscarps and trenches, are represented on the Fig. 3.4 and correspond to the recharge area.

The collapsed sector of Bertodasco, slides along a quasi planar surface along the schistosity surfaces is about 0.95 km² (Fig. 3.4). With a movement of 7-21 millimeter per year, the zone corresponds to the more collapsed zone C of the Fig. 3.1. The foot of the Bertodasco sector (base of the movement) is a zone with a high density of springs with low-water yield of 5 l/s (June 2004). The springs 18-19 have a yield around 20 l/s and are the main outputs in the slope (Fig. 3.4). The other springs located on the slope have low yields, less than 1 l/s each. The geometric correlation between springs outflowing and rupture surface measured in borehole demonstrate that the rupture surface is a draining zone.

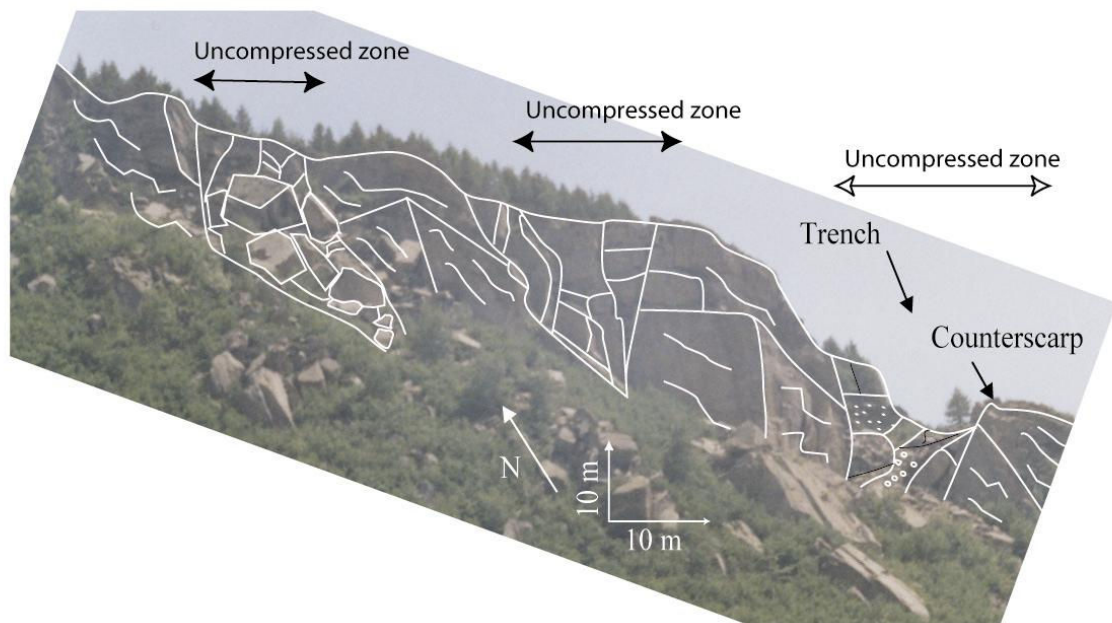


Fig.3. 3: Schematical view of the main scarp in the Rosone Slope from a photo, located in fig.1 (a-a')

An analysis of the Bertodasco zone hydrogeology is interpreted from detailed geomorphological investigations and borehole observations (Fig. 3.5A). The A1 drilling present an alternation of soil and rock from 0 to 48 meters, and deeper the gneissic rock. The sliding surface is intercepted at 38.98 m depth (data from inclinometer), and the water level is varying around 31 m depth above the sliding surface. In the drilling B1, the limit between alternating soil-rock and rock is 43.5 m deep, with some uncompressed gneiss. The rupture surface is at 40.23 m and the water table in B1 varies around 47-54 m depth, under the rupture surface (Amatruda et al., 2004).

The geomorphological map (Fig. 3.4) present scarps and counterscarps under the collapsed zone, crossing in the drilling B1. The collapsed zone corresponds roughly to weathered gneiss (alternating rock and soil), and the saturated zone is located at the boundary of the gneissic rock (Fig. 3.5B). But with toppling, rock is fractured and uncompressed in the trenches, like under B1 Borehole. The saturated zone, usually located at the boundary of the gneissic rock, can extend in the uncompressed gneiss. The springs located at the foot of the sliding mass

have not the same elevation that displays heterogeneity of fracture orientations, with preferential flows in the sliding surface.

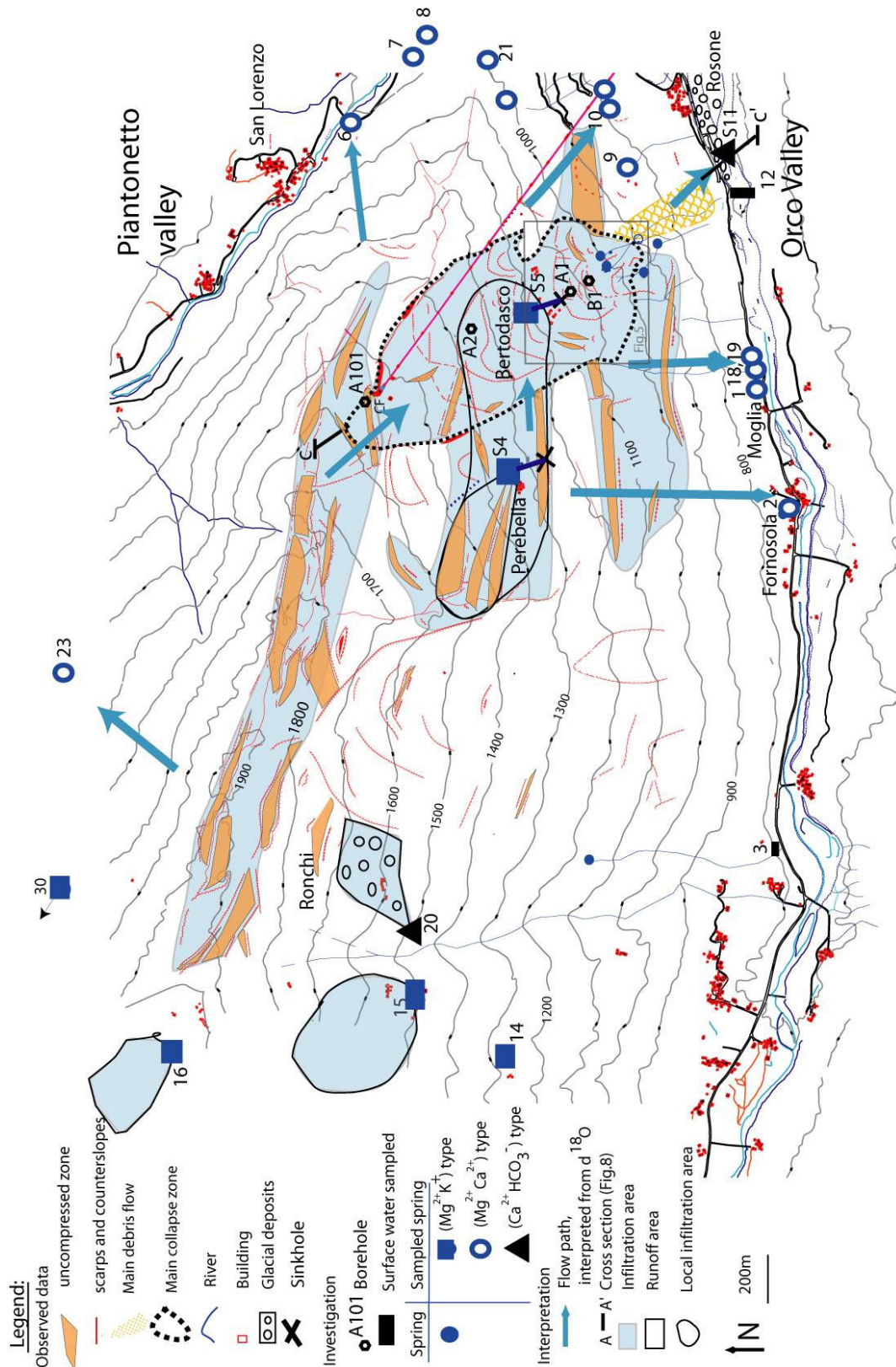


Fig.3. 4: Hydrogeology of the Rosone Slope, map of the slope with recharge area, collapsed area, and a classification of the water chemical results.

Water, infiltrated in the uncompressed zone outwards of the landslide, can pass in the collapsed zone. Aquifer from uncompressed zone and aquifer from the collapsed zone are connected. The time evolution of this zone is discussed from extensometers and pore water pressure measurements in chapter 3.5.

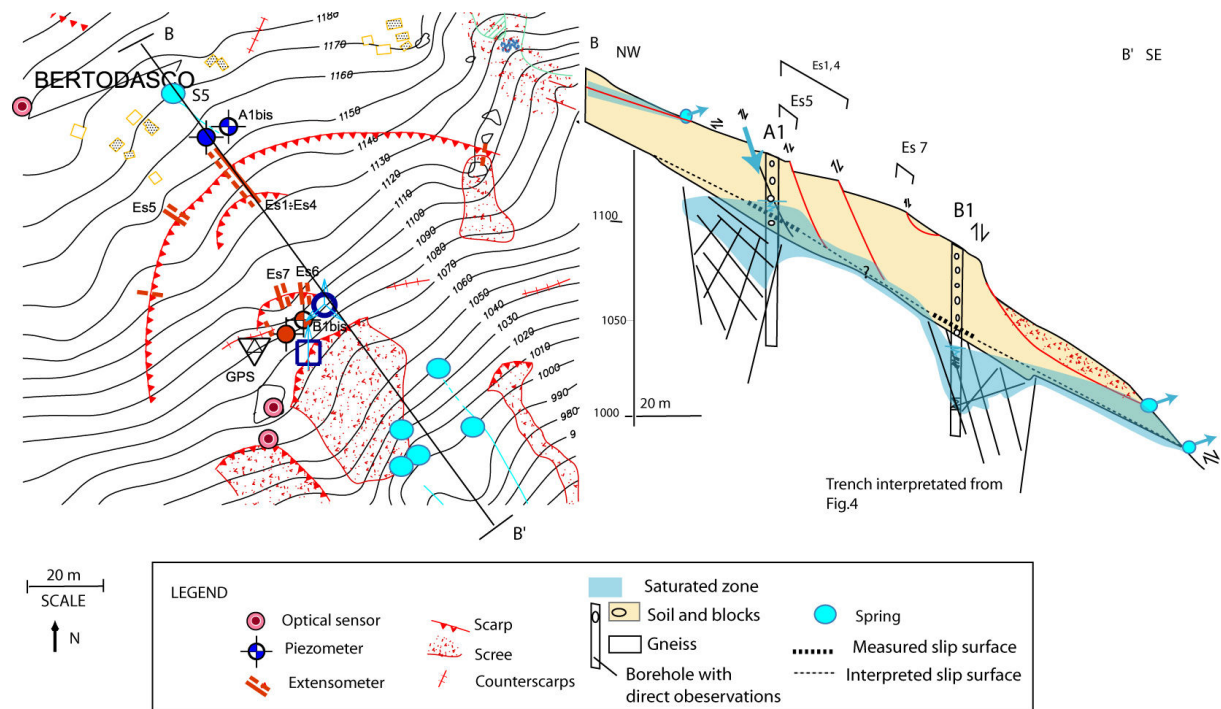


Fig.3. 5: Detail of the Bertodasco sector: A/ geomorphological and instrumentation map, B/ hydrogeological cross section

The absence of water in the A2 borehole crossing the sliding surface (Fig. 3.1 and 3.8) suggests that the saturated zones are not continuous along the sliding surface. The presence of water in the A2, A1 and B1 borehole crossing the uncompressed zone, suggests that the saturated zones are concentrated in the more uncompressed zones in the trenches under the collapsed zone.

4.2/ Water origin and boundary conditions: spatial variations of water chemistry

The chemical content of the springs draining the massif, analyzed in June and November 2004, enables a classification of springs in three groups, showed by the relative percentage of each major ion (Piper plot, Fig. 3.6A): (i) magnesium potassium type and low mineralized water (ii) calcium bicarbonate type, (iii) magnesium calcium type.

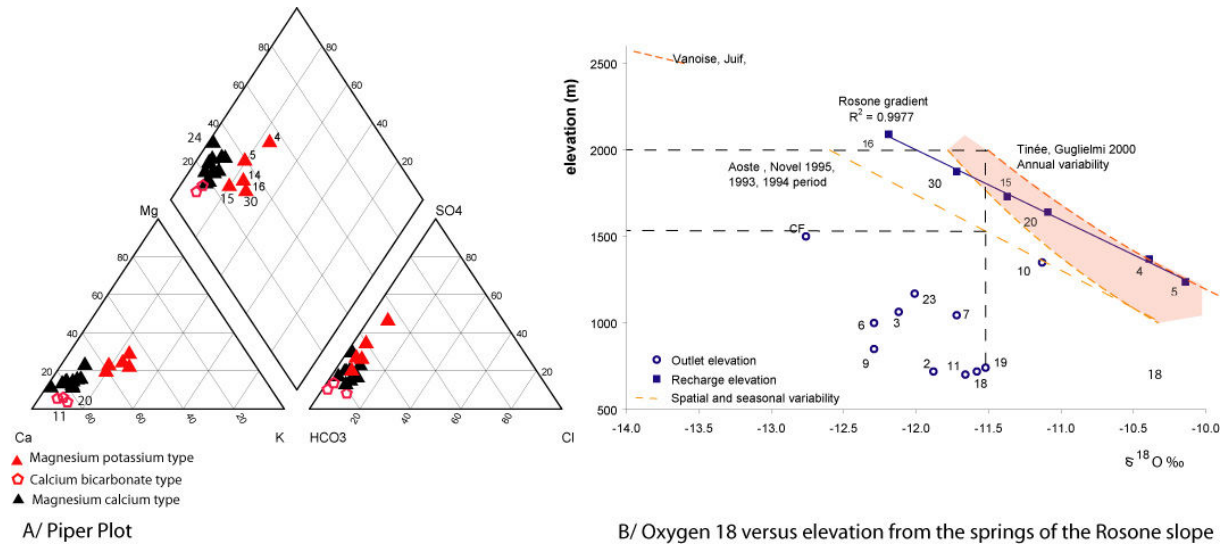


Fig.3. 6: water chemistry and isotopic measurements in the Rosone slope.

These types are differentiated on the hydrogeological map (Fig. 3.4). The magnesium potassium and low mineralized water type is interpreted like short term water rock interactions and small superficial aquifers. The magnesium and the potassium are the most present ions but the concentrations are weak. These perched aquifers near the surface correspond to water in highly uncompressed zone. The springs with calcium bicarbonate type are located in the glacial deposits composed of minerals that bring bicarbonate in water. The magnesium calcium type reflects to water rock interaction in fractured gneiss and includes most of the springs.

Interpretation of isotopic measurements is done at local scale, using springs located between 1300 m and 2000 m, whose recharge elevations are known (black squares in Fig. 3.4). The springs used for gradient calibration belong to the group of magnesium potassium water type, presented in Fig. 3.4, corresponding to superficial aquifer, where recharge areas are easy to define with cartographic data. The $\delta^{18}O$ gradient obtained for November 2004 is about 0.26 ‰ per 100 m. The range of annual and spatial variations of $\delta^{18}O$ gradient are estimated by comparison with other gradients measured in similar climatic contents (Juif, 1991; Guglielmi *et al.*, 2000; Marechal & Etcheverry, 2003), this range defines an error range (Fig. 3.6B) due to seasonal temperature variations. Thus, most of the sampled springs in the foot of the valley have a conductivity lower than 60 micro Siemens / cm² and a $\delta^{18}O$ content comparable to water infiltrated at mean elevation of the recharge area around 1800 m, correlated with the uncompressed zone of Ronchi (Fig. 3.3). The Ronchi zone is the recharge area for most of the

springs of the slope. The spring S11, outflowing from glacial deposits, presents an infiltration elevation of 1800 m. This is an overflow of water passing through the Bertodasco instability. Most of water flows directly in the debris flows and in the alluvium of the Orco River. The water budget is difficult to measure. The average recharge area for sources 3, 6 and 9 inferred from the calibration an average recharge area about 2000 m, may be explained a mix with the water from the 17 Km pipe (CF)

4.3/ Water budget

The infiltration yields per surface unit have been defined for each spring, with a well defined recharge area, and compared to low water yield (Table. 3.1). It gives an infiltration yield about 3.1 l/s/km² (± 0.4).

The spring S5, with a 0.06 Km² of infiltration area relative to sliding area bounded between 1500 m and 1175 m present an infiltration yield about 9 l/s/km². If we hypothetically increase the size of the recharge area, including the S4 area, taking into account that the water of spring S4, sinkholes in a trench, flows in the sliding mass, the new infiltration surface is about 0.17 km² and the infiltration yield become 3.1 l/s/km², which is more coherent with the other springs (S4, S15, S16, S20, Table 3.1)

June, 2004	¹⁸ O	Average elevation of the infiltration area (from ¹⁸ O)	Low water yield	Infiltration area	infiltration yield
units	‰	m	l/s ($\pm 20\%$)	km ²	(l/s/Km ²)
References					
S16	-12.19	2090	0.20	0.05	4.3
S20	-11.09	1640	0.15	0.05	3.0
S15	-11.37	1730	0.21	0.08	2.8
S4	-10.39	1370	0.38	0.11	3.4
Tests of the infiltration area					
S5	-10.14	1238	0.53	0.06	9.2
S5	-9.14	1238	0.53	0.17	3.1

Table 3. 1: Water balance on the Rosone slope, with groundwater data from June 2004

4.4/ hydraulic properties of the aquifers

The time measurements are analysed to estimate transfer time between an infiltration period and a head increasing in the borehole B1 (Fig. 3.7). It characterizes the flow in the

uncompressed zone. Related to the infiltration intensity, the pore water pressure in the collapsed zone increases after 1.4 days after an infiltration event. The permeability, calculated from Lugeon test that is performed in two points of the collapsed zone, enables us to estimated permeability of the perched aquifer. These data are plotted in the cross section (Fig. 3.8). The permeability ranges from $1.5 \cdot 10^{-5}$ to $2.5 \cdot 10^{-6}$ m/s in the collapsed zone.

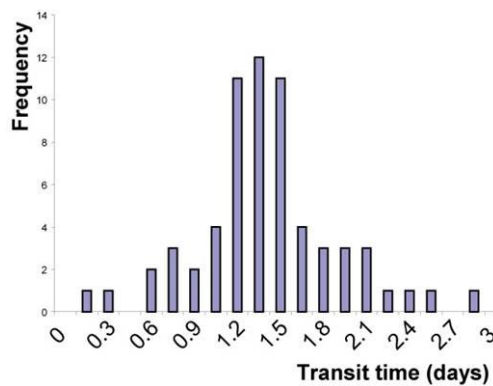


Fig.3. 7: Frequencies of the transit time between infiltration periods and water pressure increasing, in the Bertodasco sector, for 100 floods between 2000 and 2004.

5/ Discussion

5.1/ Conceptual model of groundwater flow

Figure 8 shows a hydrogeological cross section of the Rosone slope, with uncompressed zones that are interpreted from numerical calculations where failure take occurs, as the unloading process due to deglaciation take place Forlati *et al.* 2001.

The springs with a magnesium-potassium type, (Fig. 3.6A) are draining perched aquifers in the uncompressed and collapsed zones. The magnesium potassium type is a marker of fractured aquifers. These contrasted chemical types shows that during low water table period, the perched flows are not mixed with water from the fractured rock. Thus a model with perched saturated zones disconnected to the fractured aquifer is more appropriate. Two different aquifers take place in the fractured gneiss and in the uncompressed zone.

$\delta^{18}\text{O}$ results give the uncompressed zone as recharge area and the field observations shows relation between countescarp and sinkhole. Gneiss has a low permeability, so open fractures are the main ground water drains. The spring location shows that the groundwater flow paths are strongly controlled by trenches and sliding surfaces. This correlation is validated by drilling data, recording saturated zones in the uncompressed volumes (A101, A1, B1) and unsaturated zones between the uncompressed volumes (A2) (Fig. 3.8). Water from

perched aquifer can flow to the fractured one, as it is suggested by $\delta^{18}\text{O}$ values of the fractured gneiss springs (S18-19).

The water in several saturated zones in trenches flow into by some more uncompressed zones parallel to the slope with underground runoff, or somewhere by spring-sinkhole system, as the S4 or S5 river (Fig. 3.4 and 3.5). Water flows in the sliding surface only around these trenches. Connections between the trenches are possible using unsaturated flows.

The high density of springs in the collapsed zone and the yields of 0.5 to 1.5L/s measured at the spring n°5 suggest an infiltration area wider than the collapsed zone itself. The infiltration yields (Table. 3.1) know only for perched water demonstrates the connection between moving mass and trenches outside of the collapsed zone. Water pressure measurements in A1 and B1 suggest the same behaviour model for the trenches above the S5 springs.

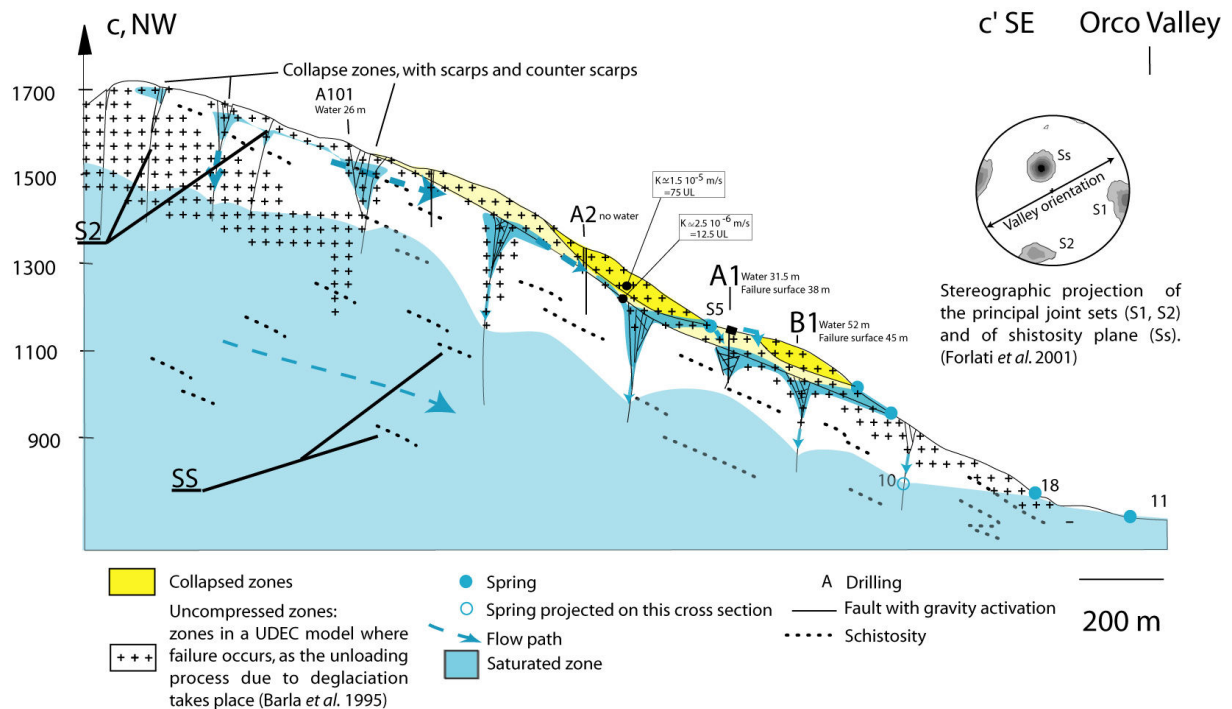


Fig.3. 8: Hydrogeological cross-section in the Rosone slope, with water head in boreholes and spring location

The flow models are coherent with the conceptual model of present ground water circulation at the Orco Valley scale proposed for deep water flows analyses (Sacchi et al., 2004). Moreover, most landslide have an important natural shallow drainage system, which is supplied to the deeper groundwater table (Van Asch et al., 1999).

5.2/ Slope diffusivity evolution

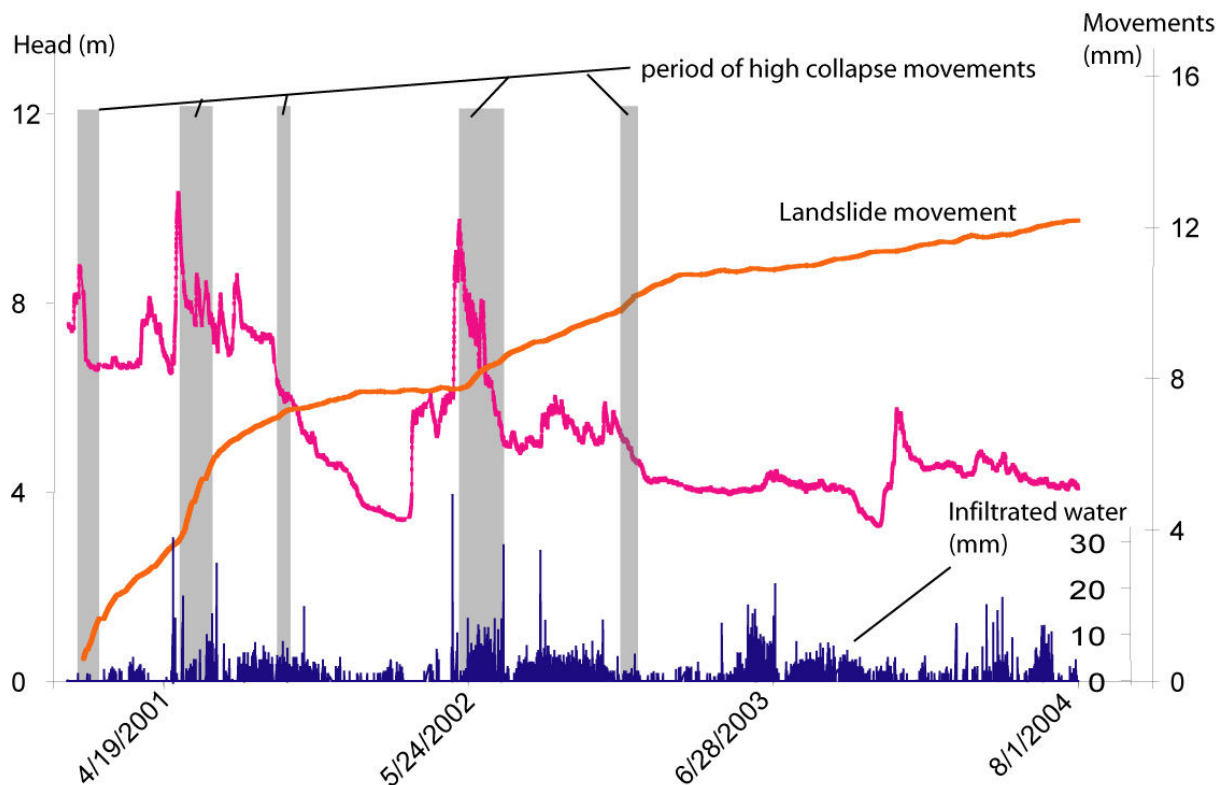


Fig.3. 9: Time head measurements in the Piezometer PZ1 from 2000 to 2004

Figure 3.5 presents the instrumentation installed in the Bertodasco sector. The head measurements in borehole B1 are plotted in figure 3.9 with the opening of the extensometer 5 considered as representative of the zone C movements compared to other extensometers and inclinometers. The minimum head in the massif seems to decrease with time. In 2001, a long low water period, about 30 days without infiltration, records a minimum head of 6.6 m, whereas in 2003 the minimum head is 4.2 m. Such differences can originate from differences in infiltrated volume or from diffusivity variation in the aquifer, which reduce the pressure transfer duration (Van Asch et al., 1999).

To discuss the evolution of head during low water period, the maximum head after precipitation in the Rosone slope is compared with infiltration water cumulated in one month. The one month duration is chosen relatively to transfert time estimated in the borehole B1 (Fig. 3.7) between 10 to 30 days to evacuate water pressure from a precipitation event and to evacuated pre-storm saturation of porosity in the slope. The results are presented in Figure 3.10 that present maximum head in the piezometer, in function of infiltrated water. The relation between the maximum head recorded during an infiltration event and the infiltrated water that induces this precipitation event presents a decreasing of pressure in time, that is affected by period of high collapse movements. The movement of the collapsed zone creates deformations in the material, thus creating damage and irreversible modifications in groundwater flows (Tang et al., 2002). For a same infiltration rate, the pressure increase is higher before May 5th 2001 compared to 2003. Thus to explain this evolution, two hypotheses are possible, a diminution of the size of the infiltration area or an evolution of diffusivity in the sliding mass. As it is proved that Bertodasco sector is connected with the entire toppling area, the variation of water pressures are attributed to an evolution of diffusivity in the massif, occurring quickly after a movement of the slope, because the overall permeability of a fractured rock increases with the increasing of fracture density (Zhang & Sanderson, 1998). This phenomenon of head decrease with instability is observed in some superficial landslides. The drainage by fissures results in a lower spatial average height of the groundwater table. However in the collapsed zones, the instability is initiated early and more often. A more rapid access of rainwater and a more rapid drainage by the fissure system cause higher temporal frequency instability (Van Asch et al., 1999).

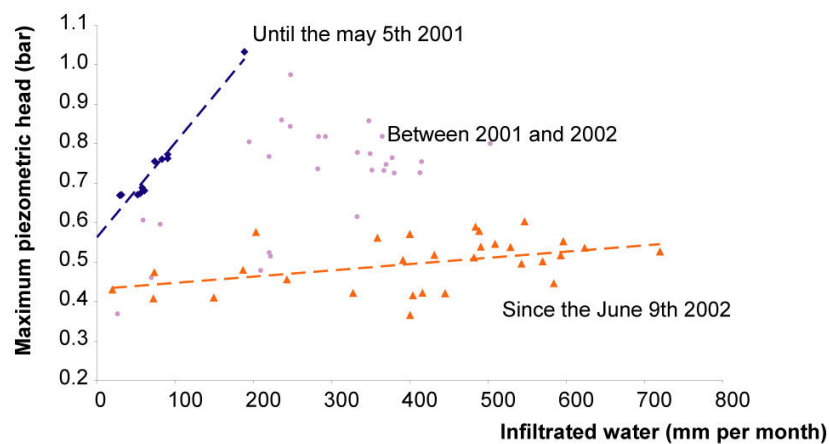


Fig.3. 10: In situ characterization of a flow deformation damage coupling phenomena

6/ Conclusion

In the Rosone slope, hydrochemistry analysis shows two main systems of water: perched water and water flowing through fractures. Isotopic measurements demonstrate the importance of area ranging around 1800 m that is strongly correlated with the mapped uncompressed zone. The perched water flows in uncompressed zone and passes in the collapsed zone. The hydrogeology of the slope is driven by instability features.

In the collapsed zone, the flows evolve with deformation evolution. The water pressure measurements in the collapsed zone enable us to characterize a damage effect on groundwater flows. Following a short deformation event, about 1 mm/day, the hydraulic massif properties are definitely modified. The groundwater flows in the slope are time-dependent, with a rapid evolution during a period of high collapse movements. The prediction of the water pressure effect on the movement requires a quantifying of the evolution of rock properties having experienced a deformation.

Acknowledgments:

This work is supported by the French and Italian University. We sincerely thank the ARPA of Torino for their collaboration.

CHAPITRE IV : ÉVOLUTION A LONG TERME DES AQUIFÈRES FRACTURÉS VERS DE GRANDS GLISSEMENTS DE TERRAIN

Étude de la haute vallée de la Tinée (Alpes françaises)

Une cartographie des instabilités gravitaires et de l'hydrogéologie de la haute vallée de la Tinée ainsi que l'étude de la variabilité spatiale de l'hydrochimie des sources de ces versants, ont été réalisées pour démontrer le lien entre les structures gravitaires et l'hydrogéologie .

Les propriétés hydrauliques des mouvements de versant sont discutées grâce au suivi temporel de quelques sources représentatives.

La diversification spatiale, observée sur les différentes instabilités de la vallée, permet une interprétation de l'évolution temporelle d'une déformation gravitaire profonde. La discussion porte sur l'évolution de la géométrie des aquifères et des propriétés hydrauliques des aquifères soumis à une déformation.

Dans les zones de socle, les structures gravitaires vont jouer le rôle de drain, et concentrer l'eau dans les zones déjà instables. Le basculement va augmenter la porosité du massif, modifier la perméabilité des gneiss dans la partie haute du versant et créer des aquifères perchés. La répartition des pressions dans ces versants va fortement fragiliser celui ci jusqu'à permettre la rupture, comme le démontre la modélisation des couplages hydromécaniques (Annexe 2). A long terme l'effet de l'eau sur la stabilité du versant évolue d'une forte influence des variations de pression pour de faibles volumes infiltrés vers un fort effet de la charge lié aux importants volumes infiltrés dans les zones basculées plus perméables.

UNSTABLE ROCK SLOPE HYDROGEOLOGY: INSIGHTS FROM THE LARGE-SCALE STUDY OF THE WESTERN ARGENTERA- MERCANTOUR SLOPES

S. BINET⁽¹⁾, Y. GUGLIELMI⁽²⁾, C. BERTRAND⁽¹⁾, J. MUDRY⁽¹⁾.

(1) EA 2632 Géosciences-Université de Franche-comté- F – 16 rte de Gray - 25030 Besançon

(2) UMR 6526 Géosciences Azur – CNRS-UNSA- 250 rue Albert Einstein –F- 06560
Sophia-Antipolis

Corresponding author: S. Binet, PhD. Student – tel: +33 (0)3 81 66 64 31 – Fax: +33
(0)38166 65 58

Abstract

Inventory of instabilities, hydrogeological mapping and chemical characteristics of natural spring waters, are used to determine the long-term relationships between groundwater and gravitational instabilities in the upper Tinée valley (French Alps). Water chemistry and flow time series allow to propose a model of water flow under unstable slopes and to back-calculate the volume of infiltrated water and the flow velocity in the aquifer, for different deformation states of the slope. An observed increasing in infiltrated yield, flow velocity and porosity is linked to toppling in the upper part of the slope. In these areas, perched aquifers take place in the desorganized media. When a large landslide occurs, it modifies the slope geometry and bypasses the perched flows, down to the foot of the slope. With long-term continuing slope evolution, the associated effect between water seepages and slope destabilization evolves. In the fractured rock, the coupled effect is an elevated water pressure with limited infiltrated water volumes. In the more fractured and permeable toppled zone, the volumes of infiltrated water increase, with a lower variability of water pressures.

Key words.-large moving rock mass - hydrogeology - groundwater chemistry – hydromechanic

1/ Introduction

In mountainous environments, the fractured rock slopes are often affected by decompression since the last glacier period, as clearly seen in the field by counterscarps or trenches (Julian & Anthony, 1996). This decompression is followed by formation of new failure surfaces and generates deep-seated deformation (DSD) and landslides (Cruden & Varnes, 1996), like for the Valfurna Landslide (Agliardi *et al.*, 2001), or for the Rosone slope (Forlati *et al.*, 2001). Mechanical studies show that the main factors that affect slope stability are the geological structure, the strong toe buttress and the seepage conditions. The coupling between water pressure and movement is demonstrated on large landslides (Vengeon, 1998; Bonzanigo *et al.*, 2001; Forlati *et al.*, 2001; Cappa *et al.*, 2004). In the fractured rocks, the flow anisotropy combined with regional topographic effects, can produce a important water pressure increase with a strong hydro-mechanical coupling (Bonzanigo *et al.*, 2001). The seasonal evolution of water saturation can load the slope and then can destabilize it (Tullen, 2002).

The location and intensity of the water infiltration on the cross section profile plays a significant role in the hydro-mechanical behaviours (Cappa *et al.*, 2004). However, the deep-seated deformations evolve slowly and add a temporal evolution to the aquifer geometry and characteristics that can modify water seepage. The water pressure repartition in the slope is in permanent evolution.

The water has a long term and indirect effect on destabilization, that creates a more complex coupling between water and deformation. In the Zentoku landslide, the movement induces underground erosion, the water transports the destructured rock, that increases the brittleness of the slope and controls the movement (Furuya *et al.*, 1999). In the Shek Kip Mei Landslides, geochemical investigations reveal that the slip surfaces have signatures distinct from their host materials, caused in part by water alterations (Wen *et al.*, 2004), and may influence stability.

These interactions between deformation, rock and water induce long term hydro-mechanical interactions, superimposed to the seasonal water pressure effect. To approach this long term effect between water seepages and slope destabilization, according to various periods ranging from the seasonal effect to the long term climatic change, a multi-scale flows analysis is carried out in unstable areas.

2/ Analysis of unstable slope hydrogeology protocol

2.1/ Geomorphic, geologic and hydrogeological context

The area reaches 3030 m at the Ténibre Mount which is the highest summit of the Mercantour massif, cut by the narrow valley of the river Tinée, with inclinations larger than 30° (Julian *et al.*, 1996). Many unstable areas are located on these abrupt slopes (Fig. 4.1A). One of these landslides is the noticeable La Clapière landslide, on the left bank of the valley, with a 1 km wide disturbed rock mass extending from 1100 m to 1850 m of elevation (Fig. 4.1A). The valley was dug since the lower Pliocene (Bigot-Cormier *et al.*, 2000). Then, the glaciers covered the valley with a maximum thickness estimated to 600 m, until 18 000 years ago (Dubar & Stephan, 2001).

The Mercantour massif consists of granitic and gneissic rocks, covered by Jurassic limestones. Permian sandstones and slates, Triassic quartzites and evaporitic rocks, crop out in the valley. Fractures have affected both the basement and the overlying sediment cover (Faure-Muret, 1955). Faults and joints of various types, related to different tectonic phases, have resulted in fragmentation of the rock masses (Julian *et al.*, 1996). At the valley scale, the two main directions of fractures are N20 and N80 (Delteil *et al.*, 2003).

These fractured rock slopes are subjected to a pronounced spatial and temporal variability of precipitations. Rock glaciers are observed over 2500 m (Julian & Anthony, 1996) and they increase superficial water storage and delay the infiltration (Dysli, 1998). Thus, the variability of meteorological parameters will induce a complex spatial repartition of infiltration water and a delayed infiltration in the aquifer system (Guglielmi *et al.*, 2002).

Slope aquifers can cover considerable ranges of elevation, that induce (i) a rainfall gradient versus elevation during the rain events (storm in Summer and Autumn rain fall) (ii) an evolution of the 0°C isotherm position, and the snow front during Winter (Verbunt *et al.*, 2003). (iii) a shallow storage in winter. In fractured gneissic slope, the hydraulic conductivity of gneissic matrix being very low, about 10^{-7} to 10^{-11} m/s, (Maréchal, 1998). Water flows into discontinuities of the rock. The inter-connection of the fractures originates mainly from polyphased tectonics, and average hydraulic conductivity of rock is increasing with the decrease of compression stress (Maréchal, 1998). Close to the surface (Maréchal, 1998; Jiao & Malone, 2000) a perched saturated zone is often nested in highly weathered gneisses.

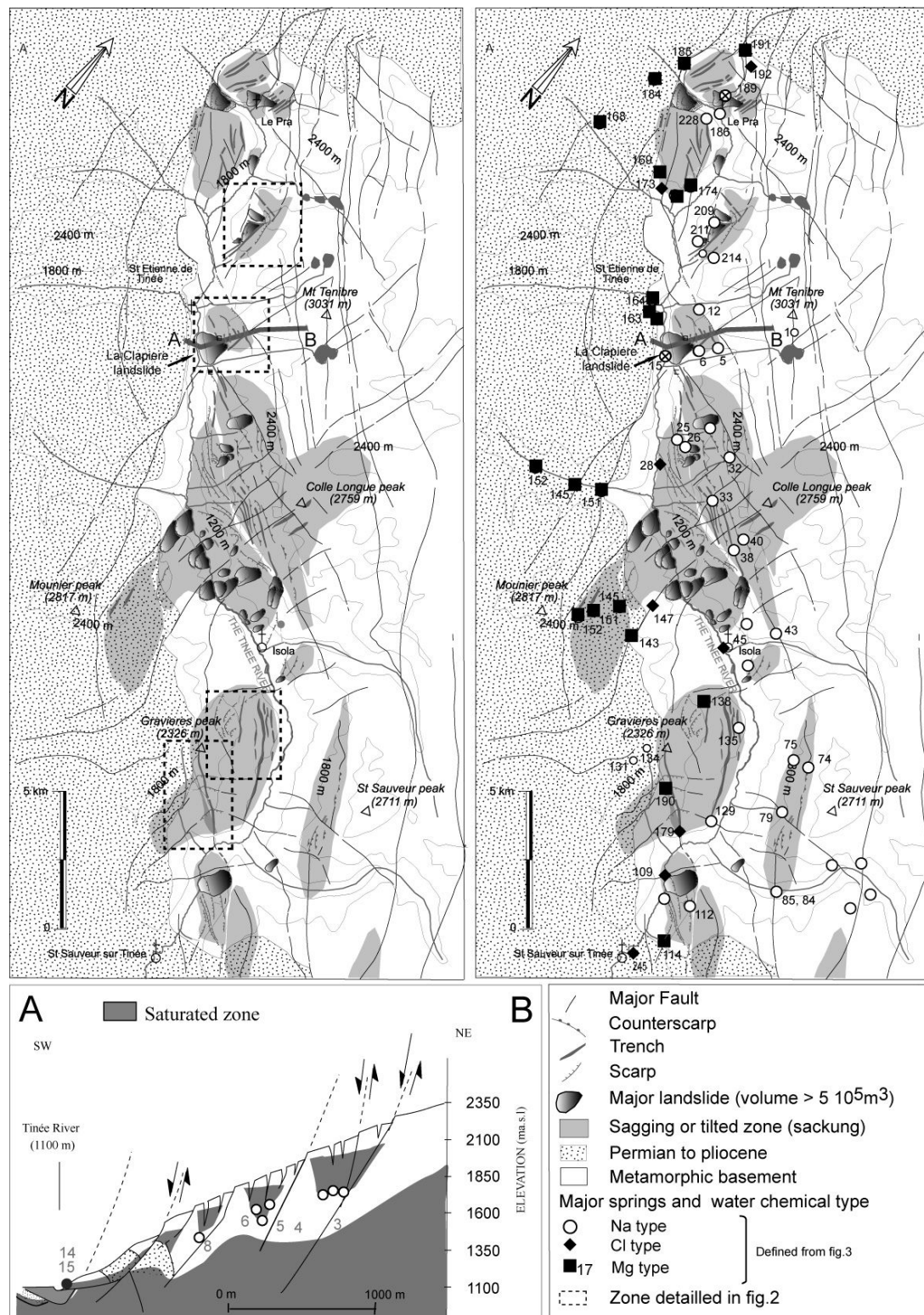


Fig.4. 1: Hydrogeology of the Tinée valley: A/ geomorphological and hydrogeologic maps, B/ hydrochemical variability for major perennial springs, C/ hydrogeological cross section of the La Clapière slope

2.2/ Methodology

A comparison will be done between the different unstable areas located in the upper Tinée valley (Alps, France) where many landslides are currently active and having experienced the same climate (Julian & Anthony, 1996). In the entire Tinée valley, the rock is mainly composed of gneiss, the slope of the valley bottom reaches 45° and the fracturation is controlled by N20°E, N100°E directions. The geomorphological map (Fig. 4.1A) shows a generalized decompressed area bounded by large landslides. In the present context, the different cross-sections of slopes can be interpreted as the result of a time evolution caused by a deep-seated deformation and weathering and will enable to discuss the long term hydro-mechanical interactions.

2.2.1/ Geometry of the reservoirs

A thorough mapping of the valley is realised. Firstly, the gravitational movements and the geomorphic forms are mapped at $1/50000$. Secondly, a hydro-geological map is realised after an inventory of the springs of the valley and is correlated to the geomorphological map.

2.2.2/ Origin of infiltrated water

Hydro-geochemistry is an original method (Vengeon, 1998; Guglielmi *et al.*, 2002; Tullen, 2002) that enables to build conceptual model of underground water flow (Meijer, 2002) in anisotropic and heterogeneous systems, because it records global contrast of the system (Blavoux & Mudry, 1983; Mudry, 1987). On the La Clapière area, the chemical approach has improved the knowledge of the relationship between infiltrated water and evolution of the landslide motion (Cappa *et al.*, 2004; Guglielmi *et al.*, 2005, Appendix 2).

To study underground flow, an instantaneous physical and chemical analysis of the springs has been performed during the 2003 low groundwater period. Ten profiles are sampled from the bottom of the valley to the mountain top, to get a representative sampling of the spring water chemistry variability. 248 springs are localized and 92 of them are sampled. Analysis of some unstable zones compared to observations of the whole valley gives a multi-scale approach from 10 m to 70 km of the valley and enables to propose a conceptual flow model in an unstable context.

2.2.3/ Estimation of infiltration in different geomorphological contexts.

Infiltration signal in the slope aquifers is estimated from yield and chemical content of springs monitored versus time: the flow from a fracture to a gallery, under 100 meter of gneissic overburden (Valabres) is taken as representative of flows in unweathered fractured gneiss. Two springs draining a collapsed area (n° 53 and 179 on the Fig. 4.2A) and two springs located at the foot of la Clapière landslide (la Clapière n°14 and 15 on the Fig. 4.2B) are monitored to estimate hydraulic reactions to precipitation events in a active large landslide.

The specific yield is the ratio between low water period yield and infiltration area and give an idea of the amount of water infiltrated in the slope.

Dilution curves, linked to fresh water seepage in the slope, enable to estimate the volume of water drained by the spring during a flood, the average flow velocity (Mudry *et al.*, 1994).

With the flux conservation equations, neglecting the volume variations inside the reservoir, we can describe the spring behaviours divided in two water periods:

$$\text{For low water periods } Q_S C_S = Q_R C_R \quad (1)$$

$$\text{And for high water periods } Q_S C_S = Q_R C_R + Q_I C_I \quad (2)$$

With Q_r yield of the spring in the low water table, C_R the water content at the spring during low water table, Q_I infiltration yield and C_I the content of precipitations in water.

With an integration of equation 2 versus time, we can assess the water volume that provokes a dilution observed at the spring during a rain event. (equation 3)

$$V_{\text{infiltrated}} = \sum_t^0 \frac{(C_R - C_I)}{C_R} Q_r dt. \text{ (t is the end time of the flood.) } (3)$$

For each spring the percentage of infiltrated water is realized with the infiltrated volume (equation 3) and compared to rainfall measurements and the infiltration area. The rain height values measured at the La Clapière meteorological station multiplied by the infiltration area estimated with mapping give the rainfall volume for a flood. The ratio between infiltrated volume and rainfall gives information on the percentage of water that arrived to the spring after a flood.

The sulfates in water have a pyrite or evaporite origin, sulfate content can be neglected in rain water, so it is a good marker of infiltration (Cappa *et al.*, 2004).

3/ Results: correlation between gravitational structures and slope hydrogeology

3.1/ Geometry of the reservoirs

The geographical relation between spring location and geology defines three principal aquifer types (Fig. 4.1A). The glacial deposits and the screes are superficial aquifers with a reduced size. The Jurassic and the Triassic rocks constitute a second aquifer type, where the permeability contrast between sedimentary rocks and metamorphic rocks explains the location of the springs outflowing around this contrast zone. The third type is the gneissic aquifer, whose springs are located near fractures or faults.

If we focus on gneiss aquifers geometry, most of springs are located at the middle of the slope, close to the unstable structures. Collapsed areas are precisely located (Fig. 4.1 and 4.2) including scarps and trenches. Thus, it appears that the scarps and the trenches influence the draining system and explain the location of springs under the trenches. The area of decompressed gneiss corresponds to recharge area of springs. For example the Malbosc (Fig. 4.2D) trenches are bounded by springs.

The characteristics of the aquifers geometry can be detailed at various scales. The cliffs of Valabres are an interesting zone too, because the Tinée River crosses the geological regional structures. It is possible to observe here a deep cross section of the structures. The bottom of major double ridge is drained by one of the most important springs of the country, number 179 with a minimum yield of 5 l/s (Fig. 4.2A). A schematic view of the gorge shows the N 180 double ridge, which extends about 2 km in the massif along the massif crest. The zone around the trench is highly fractured. A decompressed area is observed between a vertical tectonic fracture towards the north-west and a fracture dipping about 45° towards the south-east. The spring is located at the convergence of the main fractures, which is the boundary between collapsed zone and fractured gneisses.

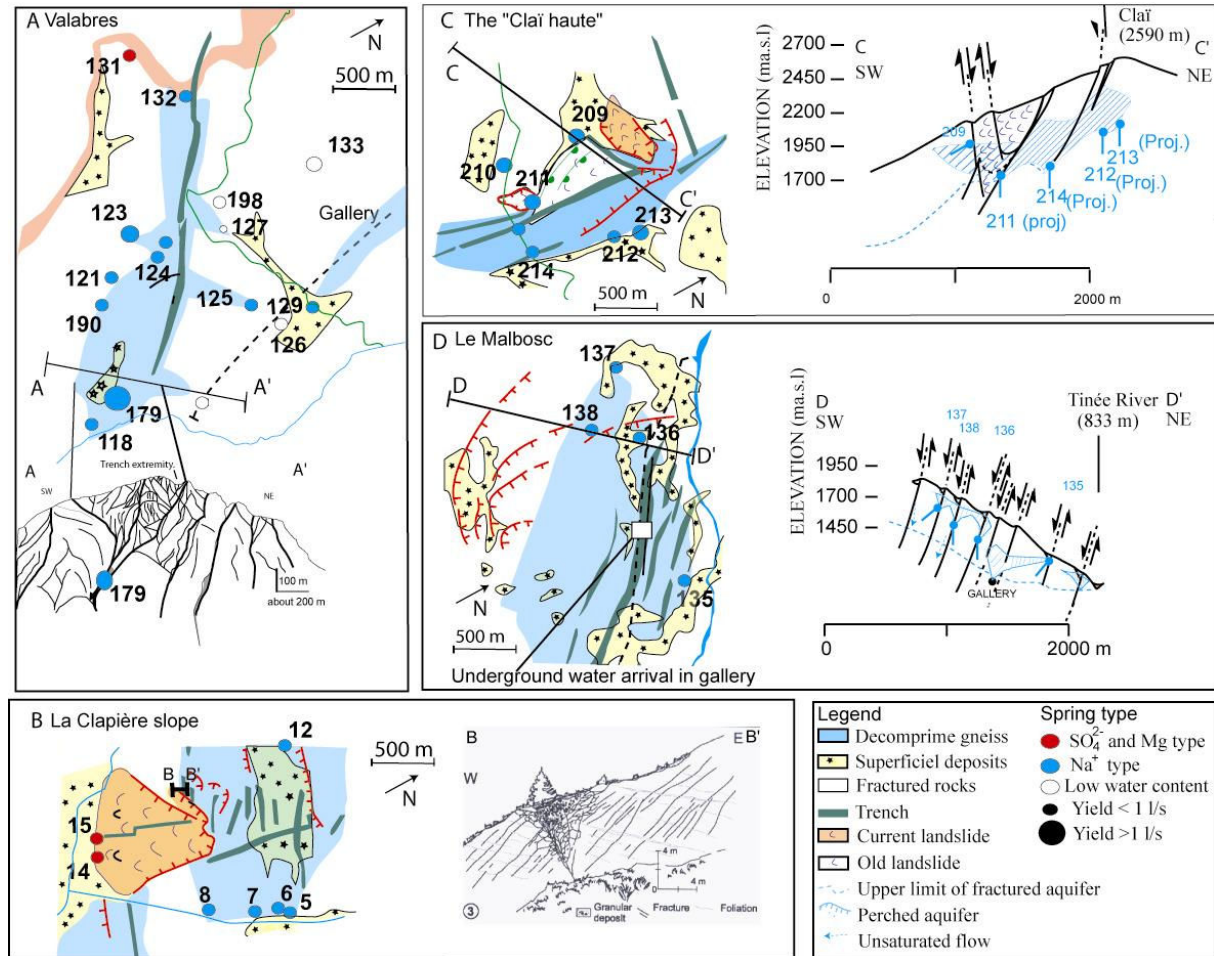


Fig.4. 2: Hydrogeological details of unstable areas, of A/ Valabres, B/ La Clapière, C/ Clai and D/ Malbosc slopes

Some trenches (Fig. 4.2B) are cut in the La Clapière main scarp and show cracks filled with colluviums, sands and blocks of various sizes. The bedding is warped, showing that sedimentation occurred while gravitational movement was active and these trenches extend under the slope because it is gravitational reactivation of a tectonic fault. The tilted rock opens the fractures, in the upper part of the trench fractures.

These perched waters, observed over 800 m are perennial, flow in unstable structures, parallel to the valley axis, perpendicular to the gravitational toppling directions (Fig. 4.2). These reservoirs, structured by gravitary features are interconnected via the tension crack network. The toppled zone is a highly fractured area, where tension cracks create linear drains that induce a permeability contrast.

A second significant observation is the function of intermediate aquifer of the sliding mass. The sliding mass takes place on the border of the collapse area, and creates a new flow way near the valley. The movement increases the gneiss weathering, observable for example in the La Clapière landslide (Fig. 4.2B n°14, 15) in a current landslide or in the Clai Haute area (Fig. 4.2 C n°209, 211), a dormant landslide. In these two areas, the cross sections (Fig. 4.1C and 4.2C) show that destructured sliding rocks bypass the flow of the perched water in the trench network. The bypassing waters outflows at the foot of the moving masses (n°14, 15, 209 and 211)

In the Malbosc slope (Fig. 4.2.D) a gallery was drilled and an important water inflow 100 m down to the trenches was recorded. These observations prove that these aquifers have a continuity with depth around the fractures.

All these observations can be reported on a hydrogeological cross section (Fig. 4.1C). The represented faults are only the faults with a major gravitational reactivation. Throughout the valley, the structures reveal an extensional relative movement that explains the decompression of the upper part of the slope that bounded the perched flows.

3.2 / Analysis of origin of infiltration waters deduced from spatial variations of water chemistry

To discuss the flows origin, water chemistry of springs is compared to the hydrogeological map (Fig. 4.1B). The spatial variability of the water content is presented with a ternary (Mg – Na – Cl) plot. The close correlation between Mg water type and springs sampled in Triassic and Jurassic cover proves that magnesium is a marker of the Triassic - Jurassic aquifer, originating from dolomite mineral dissolution (Fig. 4.3A). The magnesium content is higher than 0.2 mmol/L, opposed to springs sampled in gneiss that never exceed 0.15 mmol/L.

The sodium content is, relatively to magnesium, more present in the superficial water and in the decompressed aquifer, linked to plagioclase weathering.

Some springs from decompressed gneiss have a Mg water type, that demonstrates a connection of decompressed aquifers with the Triassic - Jurassic aquifer.

The third ions present here are the chloride ions. The spatial chemistry variability (Fig. 4.3 A and B) shows that chlorides are more present in the springs of the fractured aquifer, located in

the bottom of the valley, and not connected to instability features (Fig. 4.1B). A close correlation between sodium and chloride in water from the decompressed aquifer can be linked to weathering dynamics in the decompressed gneisses. The springs sampled in the fractured aquifer have higher chloride concentrations and reveal a different chloride weathering dynamic in gneiss or a different origin. Thus, chlorides enable to prove connection of a spring with the fractured aquifer or with flows decompressed area. The cross sections (Fig. 4.1C), according to chemistry measurements, differentiate a fractured aquifer at the bottom of the valley and perched structures, in the slope, driven by unstable structure. The two water types, described with contrasted geochemistry, suggest two different aquifers, in the same rock mineralogy. The hydrochemical contrast, during low water table periods, argues the presence of two disconnected behaviours, because no high chlorides contents are measured in perched water.

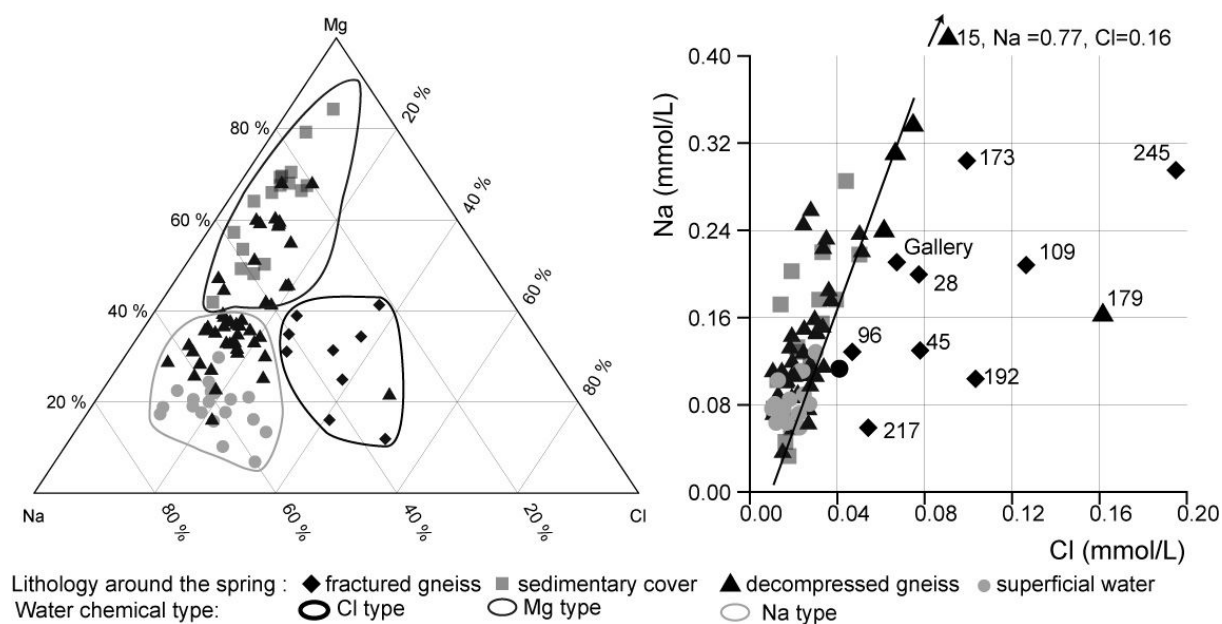


Fig.4. 3 Water content of the springs sampled in the Tinée valley (August 2003). Characterization of two different aquifers

3.3/ Destabilization effect on infiltrated water

The specific yield is estimated (tabl. 4.1) for spring classified as draining a fractured aquifer and for springs classified as draining a decompressed aquifer by hydrochemistry (Fig. 4.3) shows an increasing of 2 order of magnitude higher for decompressed areas compared to fractured areas.

Such specific yields show that the collapsed structures increase strongly the infiltrated water volume compared to stable fractured slopes with a high runoff and low infiltrated volume.

The percentage of water drained by springs during a flood (calculated with equation 3), is applied to the Valabres and La Clapière slope.

		P (mm)	V in (m³)	V out (m³)	I (mm)	Water drained by fracture (%)
Luicetta, 179 double ridge						
	01/11/2003	118	11800	4539	45	38%
	23/02/2004	55	5500	2460	25	45%
	03/12/2003	65	6500	2399	24	37%
Clapiere, decomprimed area (spring 5+ 6+7+ 8+12+15; IA = 3 500 000 m²)						
	29/04/1996	50	150000	15457	5	10%
	07/09/2000	8	28000	1659	0.5	6%

Table.4. 1: Specific yields estimated for fractured and decomprimed aquifers

Applied to the Luicetta (n°179) spring which drains a large double ridge of the Valabres slope (tabl. 4.2), 40 % of the water fallen in the double ridge passes through the aquifer toward the spring during the flood. In the recharge area of the la Clapière slope, minimum 10% of precipitation passes through perched flows during the flood. The uncertainty on these percentages is estimated around $\pm 15\%$ related to type of infiltration, seasonal evolution of evapotranspiration, and for the La Clapière slope, a part of water flows directly into the alluvium deposits.

From 10 to 50 % of rainwater can be drained by geomorphological structures.

spring	yield (l/s)	infiltration area (Km²)	specific yield (l/s/Km²)
Fractured gneiss			
245	1.E-03	0.9	0.001
192	3.E-03	0.5	0.007
96	3.E-03	0.4	0.010
Decomprimed aquifer			
5	0.2	0.5	0.4
11	0.11	0.3	0.4
129	0.12	1.5	0.1
211	1.5	1.3	1.2

Table.4. 2 water balance for springs in the decompressed aquifers

3.4/ Destabilization effect on the flows

For the 11/01/03 flood, the fractured aquifer (Valabres gallery) response (Fig. 4.4) presents behaviour with a dilution phenomenon and with flow velocities of $1 \cdot 10^{-5}$ m/s (tabl. 4.3). The dilution curves, monitored at the springs 43 and 179, in the toppling and decompressed aquifer present high flow velocities ranging between $5 \cdot 10^{-4}$ to $5 \cdot 10^{-3}$ m/s (tabl. 4.3) and the shape of the curve displays a piston flow (Fig. 4.4). The flow velocity increases. In the La Clapière landslide, the dilution curves have different shapes related to these locations. Spring 15 presents a high velocity of 10^{-3} m/s and a piston flow type; the water drains a highly destructured trench. The spring 14 shows an immediate response with a residence time of $5 \cdot 10^{-4}$ m/s and a low dilution that displays a homogenization, caused by the high increasing of the fracture density in a more destructured part of the landslide.

These four springs (Fig. 4.4), chosen for their geomorphological contexts, demonstrate that flows evolve with deformation, with a decrease of residence time and suggest an evolution of flows, from a dilution phenomenon in a fractured slope to piston flows in the decompressed gneiss.

Characteristics	Drained a trench	collapse area	Fractured gneiss
Spring name	Clapière 5	Luicetta	Galerie EDF, Valabres
Number of events analysed	n= 15	n=3	n=3
Infiltration area (m ²)	50000 + - 5000	100000 + - 10000	
Sulfate concentration during low water period.(mg/L)	39	20	57
Mean transit time (days)	from 1 to 8	from 1 to 4	From 10 to 20
Transit speed (m/s)	from 5E-03 to 5E-04	from 2E-02 to 8E-03	from 1E-05 to 1E-04
Flow rate during low water period (m ³ /s)	1.E-04 + - 0.0001	5.E-03 + - 1.E-03	4.E-07 + - 5.E-07

Table.4. 3 Hydrogeological characteristics of three springs, representative of draining of a trench, a collapsed area and a fractured aquifer

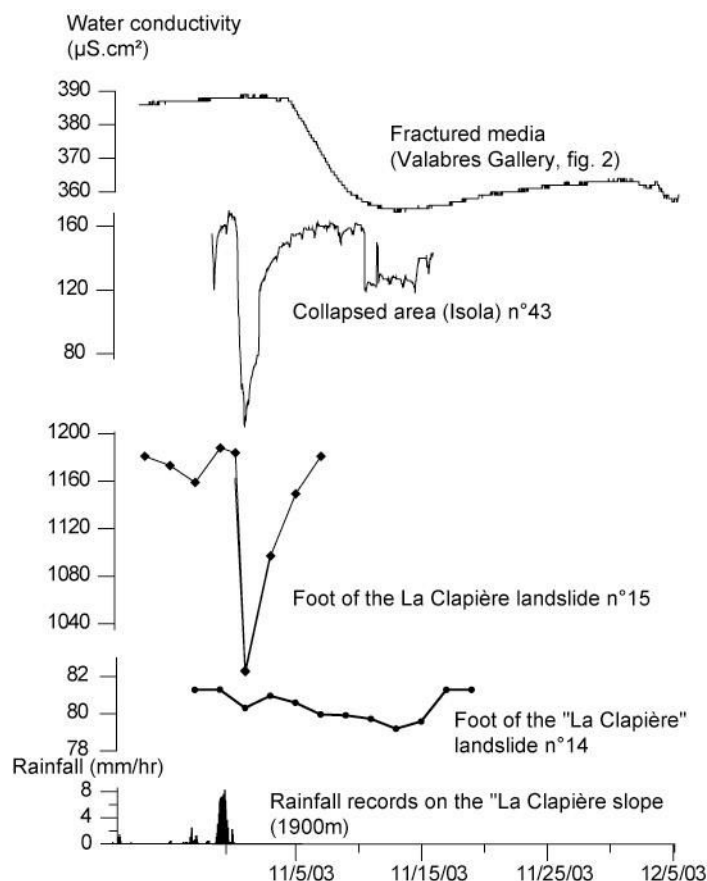


Fig.4. 4: Time conductivity measurements, for 4 springs, after 2003 November the first flood

4/ Discussion of a conceptual model of underground flow in unstable slopes

4.1/ Model

Figure 5 proposes a synthesis of underground flow and explains the complex relationship existing between water infiltration and geomorphological context. With toppling and opening of the fractured rock, the importance of the draining role in the trenches increases. The correlation between hydrogeological map and geomorphological map (Fig. 4.1 and 4.2) proves that water is drained by fractures and counterscarps which are opened by deformation and which allow flows in these structures, perpendicular to the topographic slope. The trench network and the counterscarps limit runoff and facilitate groundwater infiltration. Water is drained in these structures and outflows in the middle of the slope, at the bottom of the gravitational structures, where decompression does not occur.

The landslides occur mainly in the border of the collapse area and bypass the flows. Water in the landslide can originate from upper in the slope (Fig. 4.1C). The three groups of springs (foot of the landslide, fractured rock and collapsed area (Fig. 4.5) are draining most of the infiltrated water.

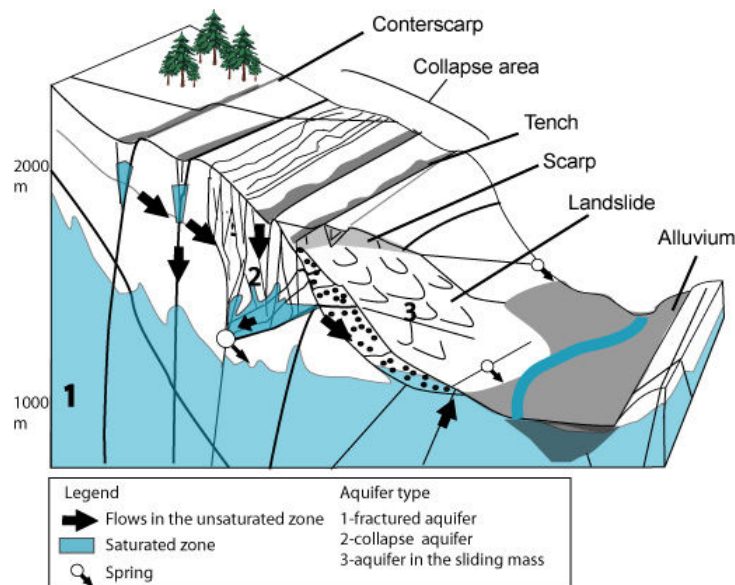


Fig.4. 5: Conceptual model of flow in an unstable slope

In a stable fractured gneiss (Guimera & Carrera, 2000)) the average permeability ranges from 10^{-9} to 10^{-4} m/s, and the maximum porosity is less than 1%. In the upper part of the unstable slope, the porosity increases with the filling by weathered materials (cross sections Fig. 4.2) and can reach the porosity of a sand (around 20%) in trenches. Maréchal, (1998) had computed hydraulic conductivity of Alpine gneisses ranging between $2.7 \cdot 10^{-8}$ m/s (for fractured gneiss) to $1.6 \cdot 10^{-4}$ m/s (for decompressed area) and assumes the presence of perched water in a more permeable decompressed rock. The contrasted hydrochemical behaviour (Fig. 4.3) shows that the perched flow is not influenced by water from the fractured rock. Moreover, referred to the variability of spring elevations in the slope, the hypothesis of a single saturated perched zone implies a hydraulic gradient of 50% that is difficult to argue in a highly diffusive context. Thus a model with perched saturated zones disconnected to the fractured aquifer seems more appropriate. In large rock slope failure, similar seepage zones are observed at elevation up to 800 m above the valley floor, draining the failure surfaces, for example on the Hope slide in British Colombia, Canada (Brideau *et al.*, 2005)). In numerous destructured zones of weathered or moving materials, lateral flows outflow in the middle of

the slope and are disconnected from regional water table: in the hillside of the Hubei Province in the Three Gorge dam weathered granite (Zhang *et al.*, 2000)) or in the Highlands of Scotland, where slope deformation creates observed fracture facets, allowing lateral groundwater percolation and progressive creep (Jarman, 2006)).

4.2/ Flow paths evolution in the slope

During the glacial period, the slope is considered without gravitary failure (Fig. 4.6A). Through the Alps, on similar DSD in metamorphic rocks, the long term evolution begins after the glacier melting. The glacier melting creating an unloading of the slope, followed by formation of failure surfaces is currently accepted. (Agliardi *et al.*, 2001, Valfurna Landslide; Forlati *et al.*, 2001, Rosone Landslide; Interreg 1, 1996). The decompression linked to glacier melting enables a decompression in the upper part of the slope. In some places, the deformation can be accommodated by toppling, that opens the tensile cracks and decompresses some zones, creating trenches (Fig. 4.6B). This stage is similar to the Sechilienne unstable slope (Vengeon, 1998)) the toppling creates trenches opening that are filled with a granular matrix (Fig. 4.6 C). In the la Clapiere landslide, the landslide recuts the trenches (Fig. 4.2D). In the border of the decompressed area, toppling evolves towards a landslide. This relation between landslide and decompressed area is confirmed for all the landslides observed in the valley (Fig. 4.1 and 4.2).

Through the hydrogeological observations in the Tinée valley, it appears that the deformation evolution modifies the water flows in the slope (Fig. 4.4). The more the toppling is advanced, the more important is the drained water volume (tabl. 4.1 and 4.2) through perched water. When the yearly cyclic hydro-mechanical effect had damaged sufficiently in the perched zone, a landslide can occur, that bypasses the flow parallel to the slope (Fig. 4.1C) and decrease the pressure in the trenches. After a rupture, the infiltration periods occurring upper in the landslide can create significant hydromechanic effects in the moving masses.

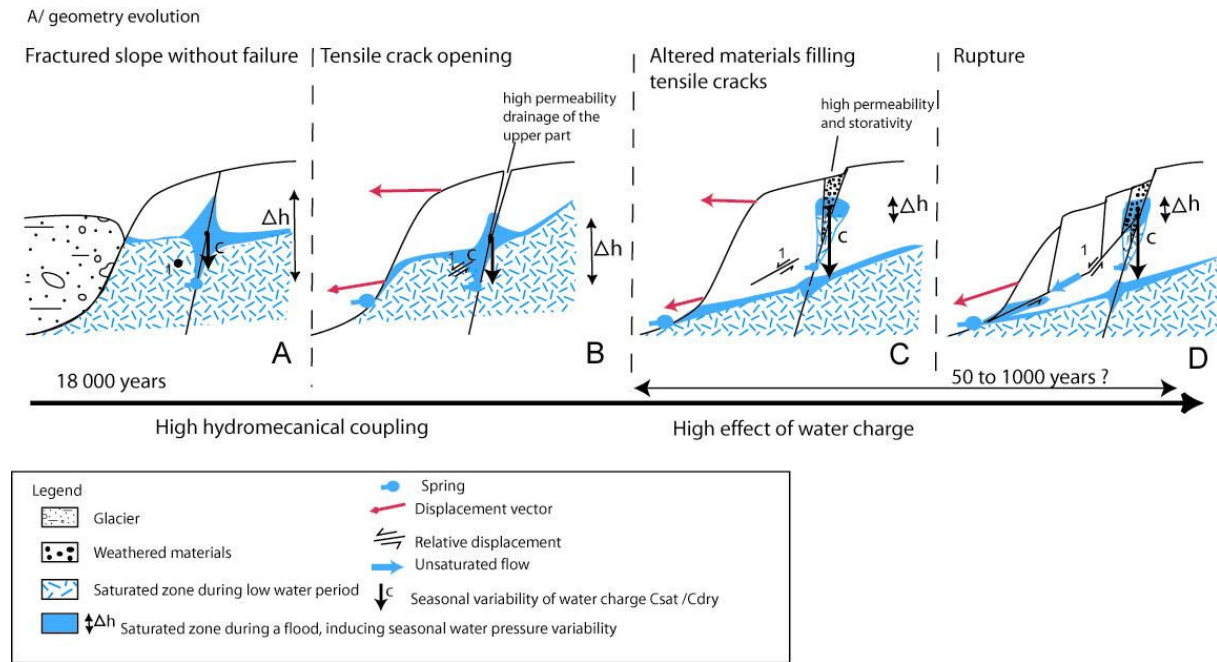


Fig.4. 6: Long term evolution of the coupled effect between water seepage and slope destabilization

4.3/ Slope diffusivity evolution

The hydraulic properties of the gneiss evolve with the deformation evolution: (i) the transit time decreases (Fig. 4.4), (ii) the flow type changes from dilution type to piston flow (Fig. 4.4), (iii) the seasonal variation of the hydraulic head decreases because fractures fillings have a stronger storage capacity (cross section, Fig. 4.2 A, B, C). In fractured slopes or in slopes with tensile cracks apparition, the storage capacity in the middle of the slope is low. The seasonal variability of water infiltration creates a strong water pressure with a low water volume. The slope is subjected to a high hydromechanical coupling (Fig. 4.6 A and B) as in stable fractured rock (Rutqvist & Stephansson, 2003)). For example, the rupture at point 1 (Fig. 4.6B) is affected by water pressure evolution in the saturated zone. In the Séchillienne slope (Vengeon, 1998) or in the Campo Vallemaggia landslide (Bonzanigo, 1999), numerical calculations link effective strain in the landslide with seasonal variability of water pressure. With toppling, weathered materials fill tensile cracks that create a storage zone. The saturated zone of the slope is disconnected from the saturated zone of the perched aquifer (Fig. 4.1C and 4.3). The water pressure repartition is modified. The seasonal hydrostatic pressure variability decreases relatively to the fractured slope, but is applied higher in the slope (Fig. 4.6C). Point 1 (Fig. 4.6C) is not subjected to hydrostatic water pressure because it is

located in the unsaturated zone. The rupture propagation at this point is influenced by water charge and pressure in the tensile cracks located upper in the slope. The seasonal variability of water infiltrated in perched aquifer can influence the slope stability, charging the middle part of the slope and increases condition for toppling with failure through tilting of large rock volume from the perched aquifer bottom down to the foot of the slope (Guglielmi *et al.*, 2005, Appendix 2) (Fig. 4.6 C).

Conclusion

In unstable slopes, the groundwater flows evolve because the toppling continuously modifies the geometry of the aquifer in depth. New growing fractures create new drains therefore increasing the hydraulic properties of the decompressed volumes. The main part of the infiltrated water in the slope is drained by these decompressed volumes, in a perched zone that outflows at the middle of the slope. When a landslide occurs, it cuts these drains and bypasses the groundwater flowing in these trenches. Thus, to understand hydromechanic interactions in the landslides, it is necessary to study the entire slope to understand water transfers from the upper part to the sliding zone, and to take into account the effect of the perched water upon the landslide. Toppling creates voids filled with colluviums that create a high hydraulic conductivity contrast between trenches and gneissic rock. The saturated zone of the slope is disconnected to the saturated zone from the perched aquifer. The water pressure distribution is modified. With the destabilization the hydromechanical coupling evolves from high water pressure effect in low storative fracture to a water high charging effect in the high storative zone, in the upper part of the slope.

Acknowledgements:

We sincerely thank the C.E.T.E. of Nice for its collaboration, the RETINA project and the French INSU SAMOA project for the financial support. The authors sincerely thank Olivier Fabbri for his constructive comments.

This work is realized in the Mercantour National Park, with the authorization of its director.

CHAPITRE V : INTERACTIONS HYDRO-MÉCANO-CHIMIQUES EN ZONES INSTABLES

Le travail réalisé jusqu'ici nous a permis de contraindre un modèle d'évolution des écoulements en milieu fracturé instable grâce à l'interprétation du traçage naturel et des mesures de déformations.

En s'appuyant sur ce modèle, il est possible de mettre en évidence des interactions entre l'hydrogéologie, l'hydrochimie et la mécanique. Les teneurs en sulfates aux sources, drainant des zones instables, sont fonction de l'état de déformation du massif.

De telles observations montrent des applications concrètes dans l'étude des glissements de terrain. Elles donnent des outils simples pour identifier une zone soumise à un mouvement actuel de l'ordre de 1 mm par an.

VARIABILITY OF THE GROUNDWATER SULFATE CONCENTRATION IN FRACTURED ROCK SLOPES: A SHORT TERM TOOL TO IDENTIFY ACTIVE UNSTABLE AREAS

S.Binet^(1,2,3), C.Bertrand⁽¹⁾, Y.Guglielmi⁽²⁾, J.Mudry⁽¹⁾, C.Scavia⁽³⁾, C.Troisi⁽⁴⁾

⁽¹⁾ EA 2632 Géosciences- University of Franche-comté- France – 16 route de Gray - 25030 Besançon –France-

⁽²⁾ UMR 6526 Géosciences Azur – CNRS-UNSA-250 rue Albert Einstein –06560 Valbonne - France-

⁽³⁾ Politecnico di Torino-Italy- Torino, Corso Duca degli Abruzzi, 24

⁽⁴⁾ Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale Del Piemonte-Italy- Torino, Via San Domenico 22/B

Corresponding author: S. Binet - stephane.binet@univ-fcomte.fr – tel: +33 (0)3 81 66 64 31 – Fax: +33 (0)38166 65 58

Abstract

Sulfate content evolution with time curve presents important increase 100 mg/L in the weeks following major displacement periods of the La Clapière landslide. At the valley scale, anomalously high values of groundwater sulfate contents occur at springs that drain currently active gravitational slope deformation. Such signals are interpreted from laboratory leaching experiments performed on gneissic rock from the study areas, and from field sampling of fractures from the stable to the unstable part of the slope. Sulfates come from pyrite mineral oxidation. With successive leaching a thin ferrous layer precipitated at the surface contact between water and rock and controls dissolution. Further experiments show that a small mechanical deformation is sufficient to break this layer and reactivate sulfate production. Some phenomena are observed in the field where sampled fractures from the active zone of the slope show an altered ferric layer. Because such a sulfate increase in groundwater can be produced even from slow and low magnitude deformations, it proves to be a good way to identify the gravitational current activity of a mountain rock slope.

1/ Introduction

Water in fractured rock is one of the major triggering factors that influence the rock stability (Keefer *et al.*, 1987; Noverraz *et al.*, 1998). Due to the heterogeneity of the fractured rock mass, understanding the groundwater regime within landslides cannot be undertaken using classical hydrogeology methods. For these reasons, hydrogeochemical methods are developed (Vengeon, 1998; Guglielmi *et al.*, 2000; Tullen, 2002; Cappa *et al.*, 2004). Indeed, chemical analyses of springs water give an indirect global information of water / rock interactions (Mudry *et al.*, 1994) in areas that include large landslides.

This paper presents a hydrogeochemical study carried out in two Alpine valleys where several large slope instabilities are currently active: the Tinée valley, Southern Alps, France (Julian & Anthony, 1996; Guglielmi *et al.*, 2000; Casson *et al.*, 2003; Cappa *et al.*, 2004) and the Orco valley in the Italian Piedmont (Barla & Chiriotti, 1995; INTERREG1, 1996; Forlati *et al.*, 2001; Amatruda *et al.*, 2004). Both valleys are composed of gneissic rocks (Fig.1) and experienced a post-glacial evolution including slope instabilities (Agliardi *et al.*, 2001).

The aim of this study at the valley scale is to identify if the chemistry of springs water is modified in the slopes experienced of currently active gravitational deformations. The mechanical and hydraulic properties of gneissic rocks are reviewed before presenting the results obtained from the two studied valleys. In gneisses, the sulfate water concentration at springs shows differences in the dynamics of dissolution. A detailed study about water / rock interactions and kinetics of sulfide oxidation is carried out, in order to identify the interactions between the evolution of the mechanical properties and the geochemical responses. Then, an attempt is made to identify a chemical tracer of instability.

2/ Mechanical, hydrogeological and geochemical behaviours of gneissic rocks

In a fractured medium, the properties of fractures and the density of fractures have a major role to model the hydro-mechanical (Follacci, 1999; Forlati *et al.*, 2001; Cappa *et al.*, 2004) and water / rock interactions. All these properties, mechanical, hydrogeological and geochemical, depend on the properties of gneiss and fractures and are interrelated. Thus, in a moving zone, a fracture propagating (mechanics) can modify the reactive surface area (hydrogeochemistry) and induce coupled phenomena between stability, hydrogeology and hydrogeochemistry, that are describe now.

Hydro-mechanical coupled effect on slope stability

The mechanical effects of water on landslide motion have been observed on many landslides (Keefer *et al.*, 1987; Bonzanigo *et al.*, 2001; Forlati *et al.*, 2001). The water induces an increase of pressure in the moving rock mass. The deformation changes the hydrodynamic parameters that will in turn modify the pressure repartition. These interactions explain the complex coupling between underground flow and interstitial pressure, during an infiltration event.

In addition, at scale of a valley, toppling phenomena, occurring since the end of the Würm glaciation (18 000 years), are observed around these main landslides (Agliardi *et al.*, 2001; Guglielmi *et al.*, 2002), and induce a slow motion of the entire slope (Barla & Chirioti, 1995). The propagation of discontinuities in the rock material can produce, in some places, a new rupture (Scavia, 1995). But during this slow toppling, the geometry and the properties of aquifers evolve with deformation. A long-term evolution of hydro-mechanical properties is inferred with hydro-mechanical effects. Infiltration yield increases conditions for toppling with failure through tilt of large rock volumes from the perched aquifer bottom to the foot of the slope (Guglielmi *et al.*, 2005, Appendix 2).

Interactions between weathering and mechanics

In a mountainous climate context, the crystalline rocks are exposed to active chemical weathering, due to infiltrated water (Gardner & Walsh, 1996; Darmody *et al.*, 2000), that can induce a long term decreasing of mechanical properties. On a several year scale, the weathering of biotite and feldspar will produce dominant sand and silt fractions, and a minor clay fraction. This microfabric, composed of low diameter fraction, is indicative of considerable leaching and high porosity (Le Pera *et al.*, 2001).

Moreover, in an unstable area, the movement can be interrelated like a chain process, consisting of underground erosion, that will cause landslide activity, that in turn will cause underground erosion. Thus continual monitoring of suspended sediment and water discharge from groundwater outlet of the slope proves that the creep movement of the Zenkotu Landslide in crystalline schist is caused by landslide activity and underground erosion (Furuya *et al.*, 1999).

Parameters controlling the water / rock interactions in fractured and weathered gneisses

Coupling between hydrogeology and weathering determines the interaction time between water and rock, and the reactive surface through the fracture porosity.

A theoretical estimation of chemical content of water is calculated on La Clapière gneisses by the mean of a geochemical model (Guglielmi *et al.*, 2000). The average gneiss matrix contains quartz, plagioclase, muscovite and biotite, and accessory minerals as 4% of pyrite (Table 5.1) estimated with back calculation. The system open to gases, the partial pressure of CO₂ is fixed to 3×10^{-4} Atm. and partial pressure of O₂ is fixed quite lower than the atmosphere (0.2 atm). In this slope the measured redox potentials are oxidizing medium with values ranging between 200 to 344 mV for low the 2004 and 2005 groundwater periods in spring waters. During the modeling, secondary phases, siderite and gibbsite, can precipitate. Calcite is the only primary mineral allowed to precipitate when it reaches saturation. Geochemical modelling explains sulfate concentrations of water from 0 to 130 mg/L by dissolution of the sulphurous minerals which exist in the basement. For a reaction rate less than 0.11 g/L, there is formation of iron and aluminium oxides and hydroxides, which characterize low concentrated and well drained media. All the spring measurements appear well drained on the La Clapière slope (Guglielmi *et al.*, 2000).

Gneiss composition (% Molar) Guglielmi, 2000		Dissociation equation
Plagioclase	12.37	$\text{Ca}0.7 \text{ Na}0.3 \text{ Al}1.7 \text{ Si}2.3 \text{ O}8 + 8 \text{ H}_2\text{O} \rightleftharpoons 1.7 \text{ Al}(\text{OH})^+ + 0.7 \text{ Ca}^{2+} + 0.3 \text{ Na}^+ + 2.3 \text{ H}_4\text{SiO}_2 + 2\text{H}^+$
Pyrite	3.98	$\text{FeS}_2 + 3 \frac{3}{4} \text{ O}_2 + 3 \frac{1}{3} \text{ H}_2\text{O} \rightleftharpoons 4 \text{ H}^+ + \text{Fe}(\text{OH})_3 + 2 \text{ SO}_4^{2-}$; Darmody, 2000
Calcite	1.34	$\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$
Anhydrite	/	$\text{CaSO}_4 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$
Gypsum	/	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$
Siderite	/	$\text{FeCO}_3 \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$

Table 5. 1: Chemical equations of the sulfate and calcium dissolution in a gneissic media, and percentage of mineral assessed in La Clapière slope by Guglielmi *et al.*, (2002)

The solubility of these secondary minerals is decreased, and their presence along fractures can make the dissolution rate decrease (White & Brantley, 2003). For example, the initial stage of weathering of biotite produces mainly iron-oxide precipitates along the biotite cleavage

planes (Le Pera *et al.*, 2001). The iron oxides are slowly soluble and remain on the fracture surface. Iron oxides modify the reaction surface between rock and water.

The rate of gneiss weathering and the possibility of neoformation of secondary minerals, caused by dissolution due to groundwater flow, can be modified by mechanical phenomena like formation of new fractures without secondary minerals, or friction on the existing fractures destroying the secondary minerals. In a fractured rock, water rock interactions occur along fractures.

In the Alps mountains, the minerals present along fractures or fissures are different from these of the matrix because they often have a an hydrothermal origin (Dobson *et al.*, 2003). Generally such fractures filling includes more reactive minerals, such as sulphides, carbonates, and fluorite (Féraud *et al.*, 1975; Dobson *et al.*, 2003; Kilchmann *et al.*, 2004).

Regarding groundwater, the case of sulfate is interesting: firstly, in an oxidizing context, pyrite is strongly reactive and may be located on fracture walls. This explains that a significant sulfate content in water can be acquired within a short transit time. Water dissolution capacity of pyrite can limit the ion concentration in water, but in the case of the La Clapière slope, saturation of pyrite is never attained (Guglielmi *et al.*, 2000). The pyrite oxidation is time-dependent, (Peiffer & Stubert, 1999; Xu *et al.*, 2000; Igarashi *et al.*, 2003). During laboratory experiments, it appears that the dissolution rate decreases with time, because of a thin layer of ferrous oxide that grows on the pyrite and delays oxygen transport to the pyrite surface (Weisener *et al.*, 2003; Jerz & Rimstidt, 2004). With time, the mineral / solvent contact surface decreases and the original behaviour of pyrite dissolution cannot be re-established (Williamson & Rimstidt, 1994). Dissolution of pyrite is insensitive to seasonal changes in temperature (Hercod *et al.*, 1998). One of the rate-limiting steps is the amount of the surface oxidation (Domenech *et al.*, 2002). Instance, with a 10 year observation scale, the modification of the groundwater chemistry in an acid moorland in the Welsh Uplands is attributed to a variation in the weathering rate (Forti *et al.*, 1996). For these reasons, we will focus now on the sulfate acquisition in water in two gneissic valleys (Fig. 5.1A) in the western Alps.

3/ Methodology

Chemical analyses are performed by an atomic absorption spectrometer for K, Na, Ca and Mg (precision error ± 0.05 mg/L), a High Pressure Ionic Chromatographer for SO_4^{2-} , Cl^-

and NO_3^- (precision error 0.02 mg/L), and a volumetric acid / base titration for HCO_3^- (precision error 1%). A spatial study is carried out during the 2003 low water period, with a 92 spring sampling in the Tinée valley (Fig. 5.1C), and with a 35 spring sampling in 2004 in the Orco valley (Fig. 5.1B).

Measurements are carried through time, at one spring draining the foot of La Clapière landslide for seven years (S15, Tinée valley, Fig. 1C), and at three springs with aquifers subjected to different contexts, stable for Luicetta springs and Gallery outlet and a toppling area for the S5.

Lab test consist in crushing 1 Kg of gneiss, around 5 mm of grain size sampled in the La Clapière slope. The average total gneiss composition in oxides and its variability on the La Clapière slope are presented in Table 2. Twenty-five samples are analyzed in sections from the stable area, at different elevations, and do not show significant variability composition. For a given volume of water (100mL of pure water) and for a fixed residence time of seven days, lixiviation is realized for two ratio of rock /water weight: Rock/water = R/W (Fig. 2a). The temperature is fixed around 20°C and the pH and redox left free during reactions, like the chemical reaction in nature. Initial water injected has a pH =7 and Redox = 500 mV. The test consists in monitoring the evolution of the water chemical content, 8 cycles of seven-days long are performed with gneiss gravel. After eight cycles gravel grain are mechanically frictioned.

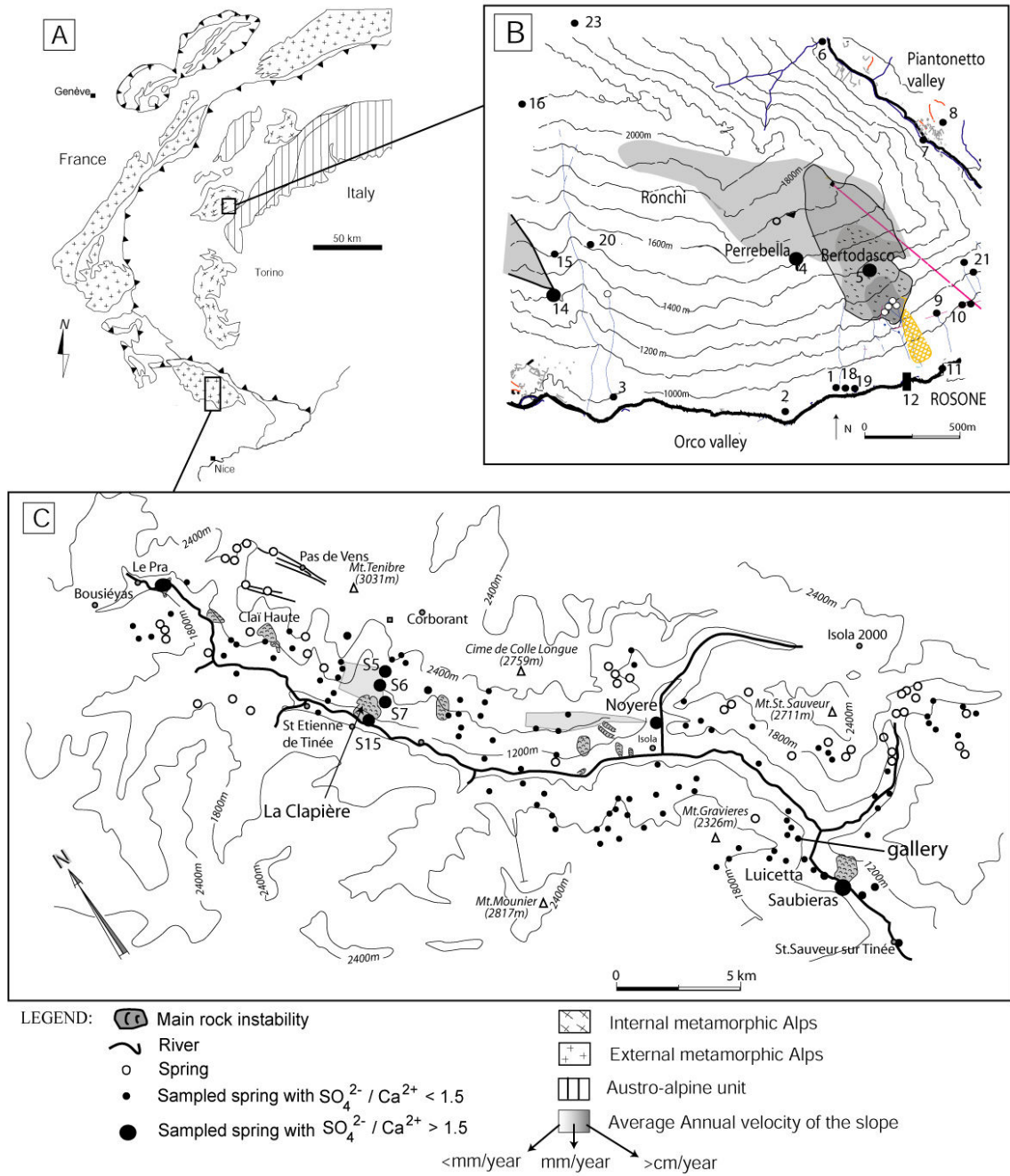


Fig.5. 1: Location of the sampled springs. A/ structural map of the Alps, B/ location of the springs in the Rosone slope (Grande Paradiso gneiss), C/ location of springs in the Tinée Valley (Mercantour massif).

oxide % for 25 analysed samples on the La Clapière slope													
	Lost on ignition		SiO2	Al2O3	MgO	CaO	Fe2O3	MnO	TiO2	Na2O	K2O	P2O5	Summ
	110°C	10 00°C											
average	0.41	3.22	63.59	16.89	2.21	0.70	6.89	0.08	0.86	2.01	3.23	0.17	99.82
minimum	0.09	0.79	56.8	8	0.58	0.08	2.5	0.042	0.58	0.67	0.85	0.1	98.93
maximum	0.85	4.8	82	21	3.5	1.87	9	0.149	1.18	3.46	4.82	0.25	100.8

Table 5. 2: Mean gneiss composition and variability on La Clapière slope in percent of oxide

In the field, some open fractures in stable and unstable areas are sampled and observed with electronic microscope and analysed with microprobes to observe the water / rock interaction surface.

The aim is to compare water chemistry from several areas, in stable and unstable zones to discuss the influence of the aquifer deformation on chemistry of the outflowing water.

4/ SO_4^{2-} content modified by small mechanical perturbations

The sulfate concentrations in water obtained during laboratory tests are presented in Fig. 5.2B. The increase of the R/W ratio corresponds to an increase of the surface of contact. The larger the reactive surface is, the higher the sulfate concentration. With such protocol, where leaching is repeated 8th times on the same sample, with the fixed initial conditions, the only free parameter is the availability of minerals on the surface.

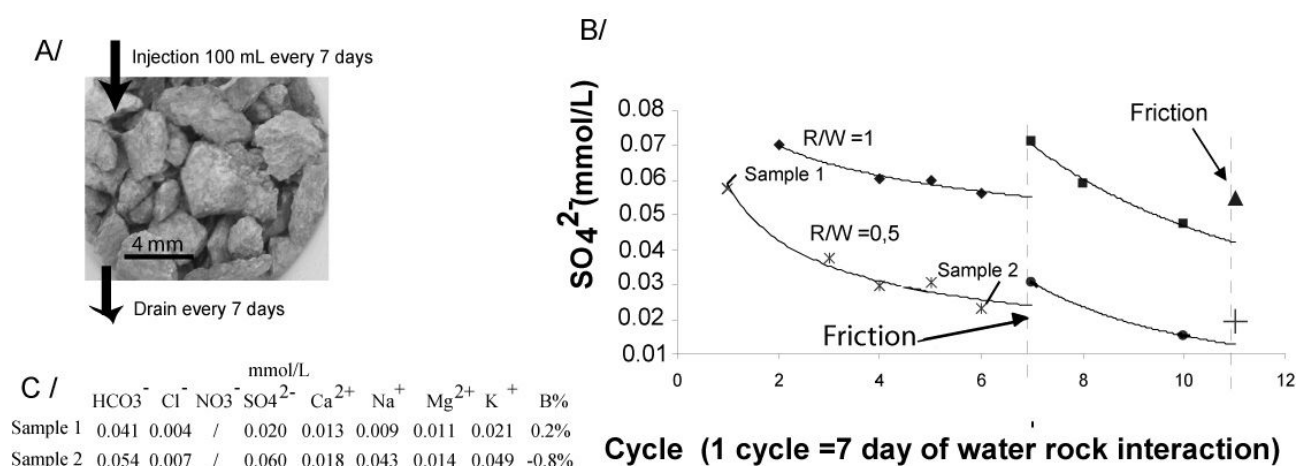


Fig.5. 2: Experimental study of mean parameters controlling the gneiss dissolution and its effects on the SO_4^{2-} / Ca^{2+} ratio. A/ protocol B/ time evolution of the dynamic of sulfate acquisition in a gneissic rock

A significant evolution of the SO_4^{2-} ratio is observed through time (Fig. 5.2B). With the successive seven day water flows, the amount of sulfate dissolved decreases for a given duration. The decrease is about 0.03 mmol/L for a 50 day duration, but the mechanical effect reset the sulfate acquisition processes. The sulfide dissolution is enhanced.

The two competed analyses in water presented in Figure 5.2C prove that the water balance is restored by a slow increase of all the cations, caused by proton activity, on the surrounding minerals.

5/ Field measurements of sulfate and correlation with instabilities

5.1/ Spatial variability of sulfate concentrations in water

In the two studied valleys, the chemical content is measured in water during a low-water period. The spatial variability of SO_4^{2-} *versus* Ca^{2+} is represented Figure 3 for the two valleys. Related to geological and geomorphological setting, four water types is defined, water from gneiss, Triassic rock, glacial deposits and from well known unstable areas. For most springs, a regional trend of sulfate concentration variability, between calcium and sulfate concentration enables close linear correlations, which reflects the interactions between rock and water (Fig. 5.3). In the Tinée valley (Fig. 5.3A), two close correlations appear, related to the springs draining gneiss rock and another for the Triassic rocks (the aquifer type is defined with the data of geological mapping), with limestones and marls, with pyrite minerals. Between both valleys, the range of contents is different, from 1 to 10 mg/L of sulfate in the Orco valley, from 10 to 80 mg/L in the Tinée valley.

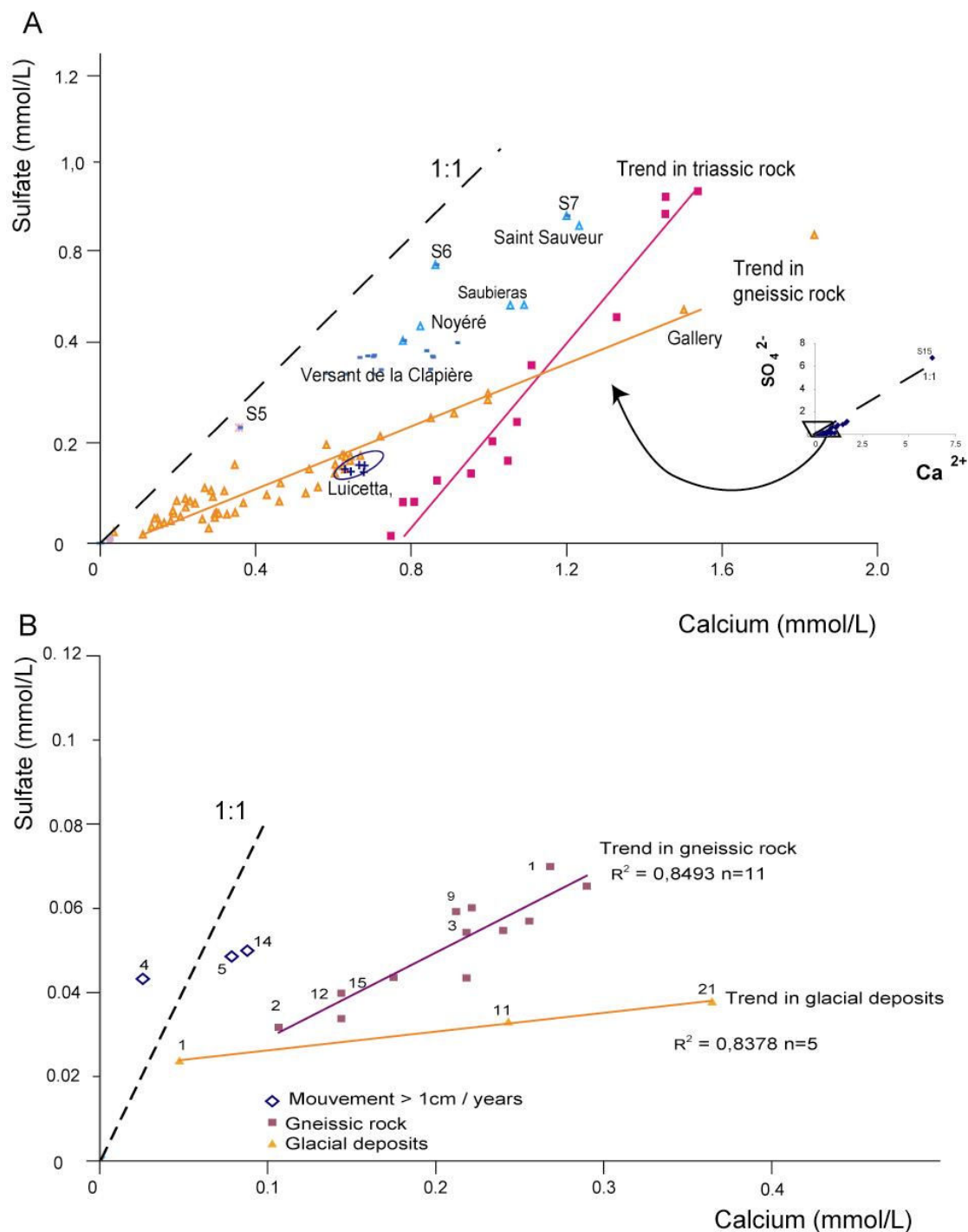


Fig.5. 3: Spatial variability of water content measured in the springs of gneissic aquifers: A/ in the Tinée valley and B/ in the Orco valley

Figure 5.3 shows that several springs do not follow the regional trend. The correlation with mapping data shows that these springs drain current unstable areas (Fig. 5.1). The data from the Orco valley springs (Fig.5.3B) show an increase of the SO_4^{2-} content compared to Ca^{2+} content in unstable area, defined by the Arpa monitoring system (Forlati *et al.*, 2001).

5.2/ Temporal evolution

For three springs monitored in the Tinée valley (S5, Gallery and Luicetta, Fig. 5.1), it is possible to compare the maximum sulfate content with residence time. The residence time is estimated with calculating the residence time between a flood and a dilution at the springs for 7 to 10 floods, and informs about the most permeable fractures residence time (Table 3). The water of the S5, Luicetta and the Gallery springs has approximately the same residence times. However S5 spring, located in an unstable area, has a very high sulfate content compared to its calcium concentration, contrary to the springs monitored in the stable area. Note that deformation around S5 is less than 1 mm/year

	Morphology	SO ₄ ²⁻ (mmol /L)	Ca ²⁺ (mmol / L)	SO4 / Ca	Average Residence time (day)
Gallery	Stable	0.57	1.5	0.38	10 to 20
Luicetta	Stable	0.18	0.62	0.29	1 to 4
S5 spring	Unstable	0.52	0.77	0.68	1 to 8

Table 5. 3: Maximum chemical content (during a water year cycle) and mean residence time (estimated by dilution after a flood) in three temporal monitored springs. The sulfate content is relatively higher in the unstable area.

The seven years water content analyses at the S15 springs, draining the La Clapière landslide are correlated to motion recorded at the foot of the landslide and to rainfall measurement on the slope (Fig. 5.4A). In the present study, only the measurements during long low-water periods are used for the interpretation. The data are selected upon two criteria: null nitrate content that means no fresh infiltration (Mudry, 1990) and no snow melting recorded on the site for 1 month. Under these conditions, the evolution of the low-water content versus time can be observed, without seasonal seepage effects, for. Flow rates during long low groundwater period (May 1996 and July 2004), are estimated to 0.1 L/s.

The water chemical behaviour of the spring S15 is quite different from that of the other springs in this slope. The sulfate content is very high (8 mmol/L). The content of this spring is a mix between the gneiss contribution and another contribution, probably gypsum, referring to the geological setting (Guglielmi *et al.*, 2000; Gunzburger & Laumonier, 2002).

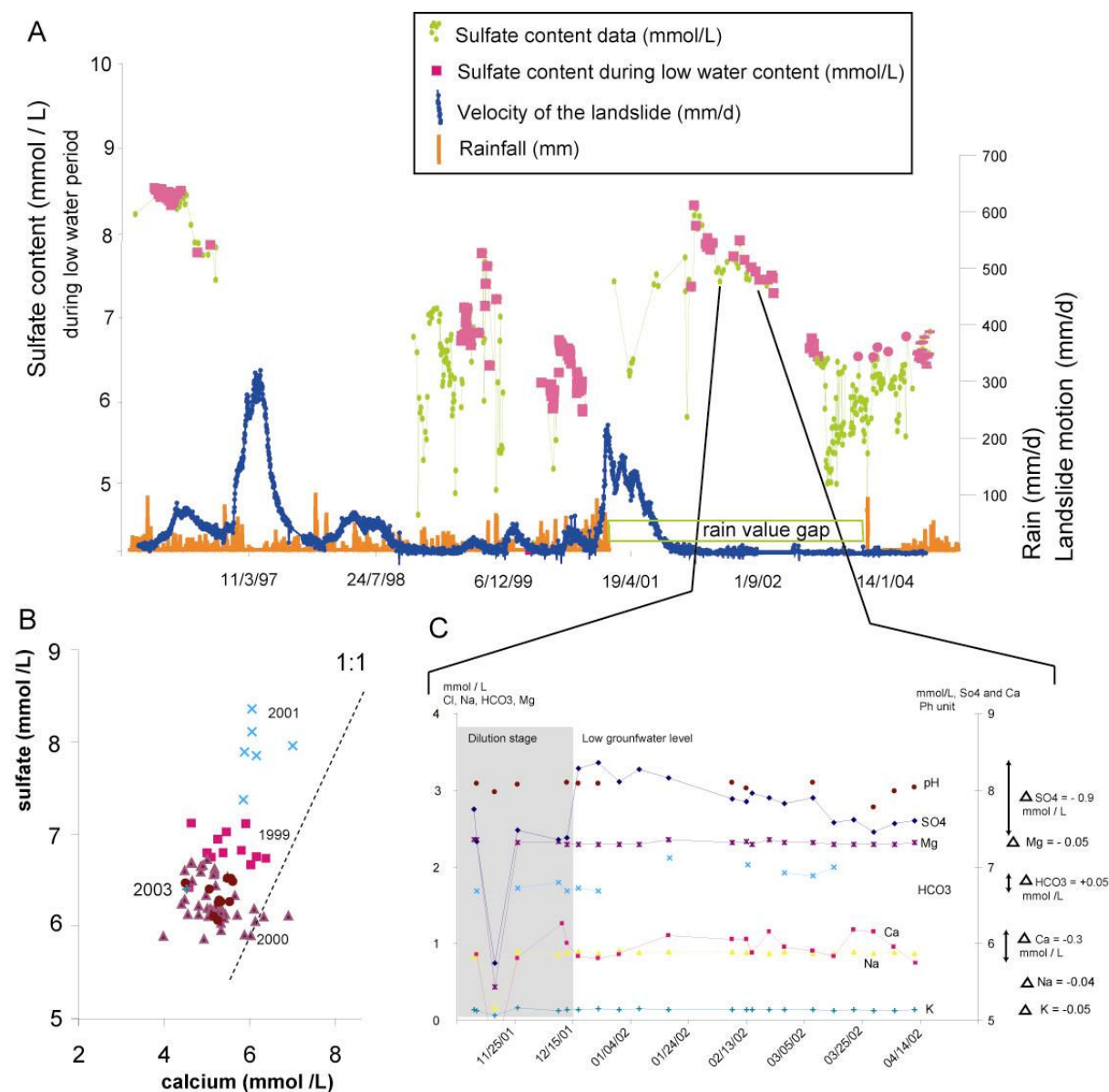


Fig.5. 4: Temporal evolution of the sulfate concentration measured in a spring draining a very active unstable area, at the foot of La Clapière landslide: A/ correlation between sulfate content during a low water period and landslide downward velocity, B/ evolution of the SO₄ versus Ca content during these seven years and C/ detail of the 2002 sulfate decreasing related to other major ions.

The sulfate content versus time during a low water period is plotted in Figure 5.4A, compared to the displacement velocity of the foot of the landslide (Follacci, 1999; Casson *et al.*, 2005). The low water values decrease with time about 0.5 mmol/year. When a significant movement occurs in the landslide (recorded by motion of the landslide foot), the sulfate concentration increases in water to 2 mmol/L.

Figure 5.4b shows the temporal evolution of sulfate contents compared to calcium for the S15 spring, only during the low groundwater period recorded from 1996 to 2005. The two ion concentrations are not 1:1 correlated so such evolution cannot be explained by gypsum dissolution.

A zoom of the time measurements (Fig.5.4C) presents the entire water chemistry evolution during the years 2000. The two main stages are presented in the graph. During a flood all the concentrations decrease (dilution). During low groundwater level and low movement period recorded on the landslide, the water content evolves slowly. Sulfates decrease about 0.9 mmol/L with an increase of calcium about 0.3 mmol/L, of magnesium of 0.05 mmol/L. With the sulfate decrease, the water balance is restored by a slow decrease of all the cations.

5.3/ In situ analysis of fractures walls

Water rock interactions take place within the gneissic fracture walls. Some open fractures are sampled in stable and unstable areas and observed with an electronic microscope (Fig. 5.5) and the composition is analyzed with microprobe. In a fresh fracture, sampled in an unstable area (Fig. 5.5A), the fracture wall show an Si, Al, O, Na, Mg, S, Cl, K, Ca composition, usual for a gneiss rock and an irregular surface linked to different mineral properties. In the stable area, (Fig. 5.5B), secondary deposits are localized on the fracture wall. This layer is composed of a ferric oxide deposit that covers the gneiss minerals, and the water rock interfaces.

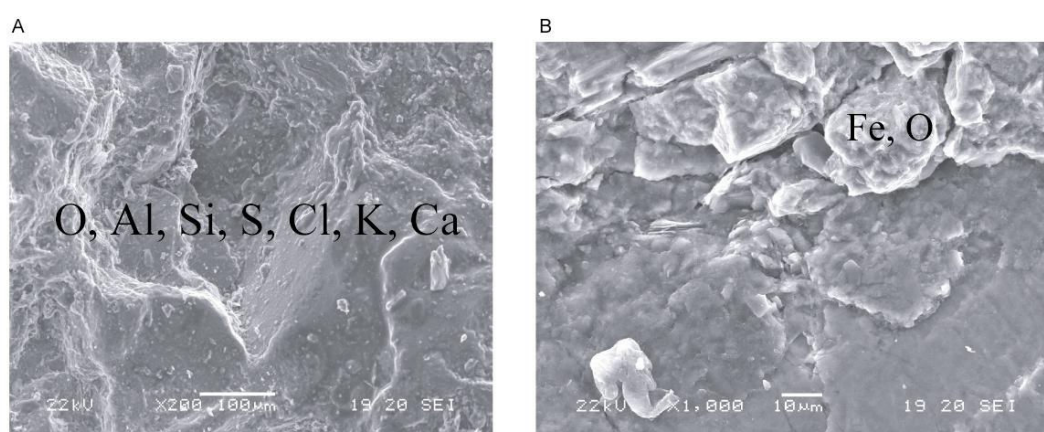


Fig.5. 5: Observations of fracture walls with electronic microscope and micro-probe results in A/ unstable area with fresh fractures B/ stable area with a thin ferric layer

6/ Discussion

6.1/ Origin and parameters controlling the SO_4^{2-} variability of the weathering water

Thermodynamic calculations from Guglielmi *et al.* 2000, involving pyrite to explain the water sulfate content in the La Clapière slope (except for S15 springs that is a mixing between water for gneiss and from a reservoir with high sulfate content). However, the absence of correlation between calcium and sulfate content at the S15 spring (Fig. 5.4B) enables us to discard a possible gypsum origin or a deep sulfate-rich reservoir water arrival, to explain the SO_4 / Ca ratio evolution because only sulfate content varies. If rainwater would activate a sulfate-rich reservoir, the response should be about 1-6 months according to residence time of water in the slope (Guglielmi *et al.* 2000), but the duration of the sulfate decrease is longer than 3 years, that requires an internal modification of pyrite dissolution properties.

Observing figure 5.3, trend lines show a constant SO_4 / Ca for most of springs in the two valley. The SO_4 / Ca ratio in stable zone is controlled by rock lithology (Fig. 5.3). The initial sulfide mineral content in the natural rock and its spatial variability are unknown and heterogeneous. Thus several mineralization zones containing a high pyrite concentration are known in the Tinée valley (Mazeran & Féraud, 1974; Féraud *et al.*, 1975; Pierrot *et al.*, 1982). However, the springs draining this high pyrite concentrated area have chemical contents that remain in the regional trend represented in Figure 3a. The trend lines (Fig. 5.3) means that the sulfide mineral content, at the valley scale, can increase the sulfate content, but do not influence the SO_4 / Ca ratio, the ratios describing the trend in gneiss rock are around 0.25 even if the gneiss have different compositions.

A change in the residence times of groundwater do not increase the SO_4 / Ca ratio in the stable zone, as is estimated in table 3, and do not enable to explain high sulfate content in the moving zone. Trend lines are observed at the regional scale, with a large variety of rock type compositions, for the North Mediterranean karsts (Binet *et al.*, 2002), or for different Alpine aquifers (Kilchmann *et al.*, 2004).

This ratio may be affected by calcite dissolution / precipitation in the fractures, by plagioclase dissolution or by cationic exchange with clays in fractures. However, the springs at the valley scale present a stable SO_4 / Ca ratio (Fig. 5.3) and a detail of time series measurements (Fig. 5.4C) shows the sulfate decrease motion is an order higher compared to other time

concentration evolution. These reactions are possible, but lower compared to SO_4^{2-} and Ca^{2+} flux in water that do not affect significantly the SO_4 / Ca ratio for these two study in two valleys.

Sulfate variability comes from gneiss. Weathering takes place in the unsaturated zone where CO_2 and O_2 are easily available through diffusion in the gas phase according to thermodynamic modeling in the La Clapière slope (Guglielmi *et al.* 2000). The redox between 200 and 400 mV for all the outlets of the La Clapière slope saturated zones proves that the entire slope is an oxidizing medium zone.

6.2/ Sulfate availability in an unstable area

At the lab scale, the dynamics of sulfate acquisition are closely studied and prove that sulfate content in water decreases with successive leaching from fresh fractures to altered one. This time decrease can be reset by an inter grain friction.

Pyrite oxidation experiments, and field observations may have the same explanation: a ferric thin layer, creating barriers, reduces the exchange surface between water and gneiss, and thus limits the dissolution, mainly for highly soluble minerals like pyrite. The observations of localized ferrous deposits with sulfide in stable area (Fig. 5.5A) validates the hypothesis that pyrite, during the weathering process, releases sulfate in water and creates a ferrous layer around it (Table 5.1). Pyrite weathering releases protons that weather other minerals. In the case of biotite weathering, it can increase production of ferrous ions. Thus, a mechanical effect can destroy this ferrous thin layer and reinitialize the dissolution or create new fresh fractures (Fig. 5.5B) devoid of ferrous thin layers. This mechanical effect can be linked to mechanical deformation of the slope, characterized by a complex progressive failure propagation.

Pyrite oxidation occurs mainly in the unsaturated zone, and lab tests are realized in equivalent saturated zone, thus the lab test results are underestimated compared to field measurements, link to the limit availability of O_2 in the liquid phase, but phenomena of time evolution of the dissolution rate are similar.

The decrease of sulfate (Fig. 5.4A) between 2001 and 2003 is regular and is not influenced by seasonal cycle that may discard a seasonal evolution of oxygen pressure or of temperature that controlled the pyrite oxidation. Three years after an important crisis, during the 2004 year, the

sulfate content is stabilizing. According that time evolution of pyrite dissolution is a $-0,5$ power function (Jerz and Rimstidt, 2004) such a stabilization can easily be explained.

After a refreshment of the interaction surface, the return to the equilibrium shows a rate of 0.002 mmol / day at the S15 spring. Thus, the minerals existing on the fractures will be protected from weathering by the newly formed ferrous layer.

Rosone and 'la Clapière' slopes are active, with slow deep movement. All springs sampled on the La Clapière slope (including the springs located at higher elevation than the landslide top) show a SO_4^{2-} content characteristic of the unstable mass aquifer. This means that these aquifers having experienced of a slow deformation. Indeed, toppling phenomena, which can modify the aquifer geometry, are currently active (Guglielmi *et al.*, 2004). It is very difficult to monitor this slow movement of the entire slope because of problems of reference and measurement accuracy. Some long-term GPS experiments are in progress; therefore, these other measurements also require long-term acquisition to be validated. The chemical measurements can give instant information about the current stability of the slope. The chemical markers described here show a good accuracy, with the possibility to detect slow movements.

This study is only focused on gneiss weathering. Field measurements showed that dissolution dynamics are different for other rocks (like Triassic limestones, Fig 5.2A). These different rocks may not outcrop, and an increase of the SO_4^{2-} content could be explained by the overlying rock. The hydro-geological context must be known as well as the geochemical dynamics of each of these interactions between rock and water, before linking the SO_4^{2-} evolution to active movements. Finding reference springs with simple ground water flow in only one aquifer reservoir could enable to raise this indetermination.

These interpretations are based on a fractured medium model, with an impermeable matrix (deposits in fractures). But with long-term interaction, the water chemical weathering can modify the texture of the gneisses. This penetration of water in the rock matrix can be driven through dissolution of the most soluble minerals (pyrite for example). Thus, during a low water period, water may come from an heterogeneous porous medium, where the chemical reactions can be different from those presented here (Le Pera *et al.*, 2001)

7/ Conclusion

The chemical measurements, which give a global output of the slope weathering, show the possibility to localize current unstable areas with instantaneous measurements. Pyrite oxidation occurs mainly in the unsaturated zone record deformation by sulfate increasing in the entire recharge area of springs. The results obtained show the possibility to apply it in different valleys. The SO_4 / Ca ratio evolves in time with the new fracture formation or the friction on the slip surface. The SO_4 / Ca ratio, measured on the two valleys is plotted on the figure 6 related to the deformation state of the aquifer. Each aquifer can be considered like an evolution step of the destabilization and placed in a temporal curve. A typical landslide motion curve with time of the la Clapière landslide represent the motion of the aquifer surface since 10 000 years (Guglielmi *et al.*, 2005, Appendix 2). The SO_4 / Ca ratio increase arrived with most important crises. Then the ratio decreases when the slope stabilizes (Fig. 5.6), however the landslide is still moving, it may have a threshold effect to initiate the increasing of sulfate content.

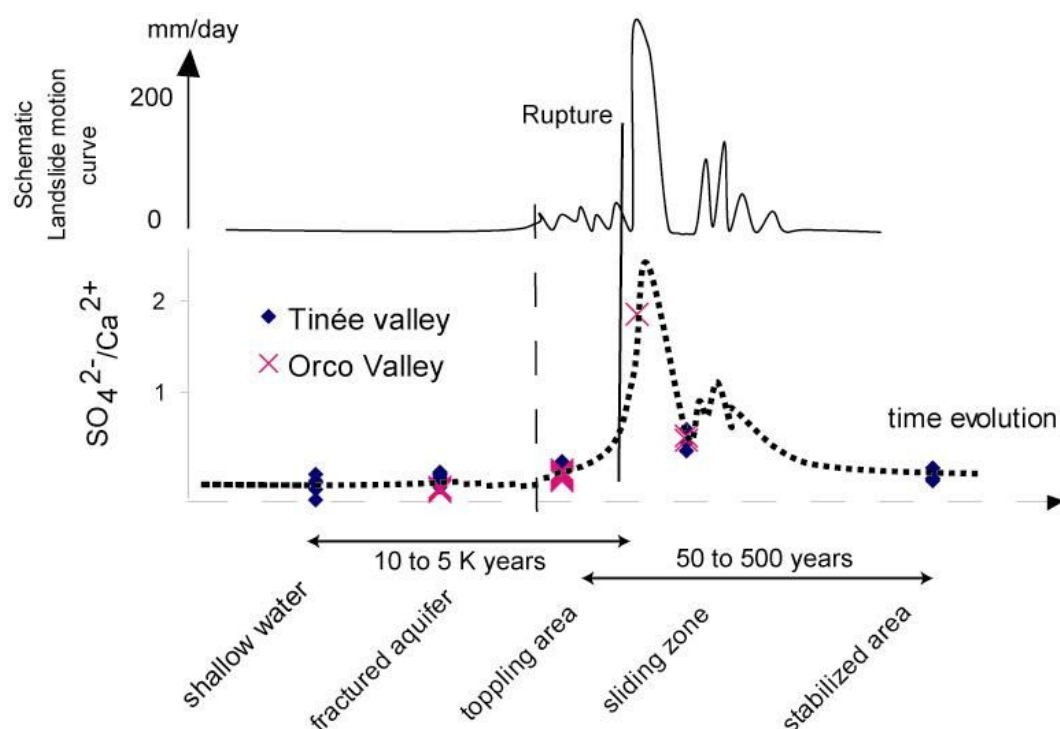


Fig.5. 6 : Schematic evolution of $\text{SO}_4^{2-} / \text{Ca}^{2+}$ with slope instability

Isotopic measurements of tritium enable to improve estimations about absolute residence time during low water period and ^{34}S may identify of the origin of sulfur.

Acknowledgments:

This work is supported by the RETINA project, the French INSU SAMOA project and the Franco Italian University.

We sincerely thank the CETE of Nice and the Arpa of Torino for their collaborations. A part of this work is realized in the Mercantour National Parc, under authorization of the direction. The authors sincerely thank Olivier Fabbri for his constructive comments. This work could not have been achieved without the technical support of Maguerite Goetghebeur and Bruno Regent. Grazie mille!

CHAPITRE VI, PERSPECTIVES : INTERACTIONS HYDRO-MÉCANO-CHIMIQUES

Les résultats présentés jusqu'ici ouvrent deux voies de réflexion, dont les grands axes sont présentés maintenant.

Le modèle conceptuel d'écoulement en milieu instable (chapitre IV) peut être étendu à l'échelle du massif pour prendre en compte le rôle des grandes failles comme facteur préparatoire des instabilités. Dans cette problématique l'hydrogéochimie apporte des informations sur le lien entre la présence de faille majeure et la localisation des zones instables.

D'un autre côté, la relation entre les teneurs en sulfate mesurées aux sources et la déformation (chapitre V) peut être quantifiée. L'application d'études menées en laboratoire permet de modéliser l'évolution temporelle des sulfates et de quantifier les paramètres qui influent sur cette dynamique.

1/ EXTENSION DU MODÈLE CONCEPTUEL A L'ÉCHELLE DU MASSIF CRISTALLIN : RELATION ENTRE GRANDES FAILLES ET ZONES INSTABLES

Dans les vallées de la Tinée et de l'Orco, certaines sources montrent des concentrations en chlorure supérieures à un milligramme par litre qui ne peuvent être expliquées par un apport météorique. Pour les discuter, nous allons ici comparer les données acquises au cours de ces travaux et de certains travaux antérieurs. L'objectif est de comparer la signature hydrochimique des sources en pied de versant instable avec celle de sources hydrothermales voisines.

1.1/ Instabilités de versant, failles actives et eaux profondes

Une des hypothèses actuelles, pour comprendre l'évolution des versants vers de grandes zones instables, consiste à estimer le rôle de la tectonique active sur les instabilités de versant. Les séismes sont des facteurs déclencheurs (Feigl, 2003), mais qu'en est-il des lents déplacements asismiques en tant que facteur préparatoire de ces instabilités ? Dans les milieux cristallins à l'échelle d'un massif il apparaît parfois une relation cartographique entre les mouvements de terrain et le contexte structural (Parise *et al.*, 1997) qui sous entend l'existence d'une relation forte entre la présence d'une faille et des zones instables (Bes de Berc *et al.*, 2005).

Cependant l'activité récente d'une faille n'est pas facile à mettre en évidence. La chimie de l'eau apporte des arguments pour localiser des eaux d'origine profonde, provenant des failles d'importance régionale. Dans les Alpes, de nombreuses sources drainent de l'eau fortement minéralisée provenant de circulations profondes le long des grandes structures géologiques alors que les eaux circulant dans les massifs cristallins (silicatés) ont une minéralisation faible, les eaux thermominérales profondes ont une minéralisation élevée et une signature chimique forte, avec par exemple la présence de halite. Par conséquent, l'hydrochimie constitue un outil performant pour localiser ces circulations profondes. Les données bibliographiques sur l'hydrochimie des sources thermales sont abondantes (Bortolami *et al.*, 1979; Michard *et al.*, 1989; Novel *et al.*, 1995; Zuppi *et al.*, 2004). La problématique est de reconstituer le trajet de l'eau (Stober & Bucher, 1999). Pour ceci, il est nécessaire d'identifier

des marqueurs hydrochimiques de l'eau profonde, afin de définir des références de composition d'eau type pour chaque faciès et d'étudier les mélanges possibles d'eau entre ces différents faciès. Ainsi les chlorures s'avèrent de bons marqueurs, puisqu'ils proviennent en grande partie de la dissolution de la halite durant le trajet de l'eau dans les aquifères profonds (Michard *et al.*, 1989). Dans les circulations profondes, ces chlorures peuvent aussi provenir d'une altération plus intense des biotites en profondeur. Ainsi, la chlorannite, par réaction d'échange entre les chlorures du réseau cristallin et les ions hydroxiles, devient l'annite, pôle ferrifère des biotites (Richard, 2000). De plus la composante salée de l'eau provenant des évaporites à l'affleurement semble très faible sur le secteur de la vallée de la Tinée, puisqu'aucune mesure ne dépasse les 2 milligrammes par litre pour les eaux échantillonnées sur le Trias, avec des circulations peu profondes (exemple de Salto Moreno, annexe 3). Il semblerait que dans la zone des écoulements rapides (renouvellement de l'ordre de l'année) la halite aie déjà été fortement érodée. La présence de halite à l'affleurement s'avère très rare.

Parallèlement, un cortège d'ions est associé aux chlorures dans les eaux profondes. Ainsi il existe une bonne corrélation entre chlorure et lithium, baryum, manganèse...(Michard *et al.*, 1989). Ces corrélations entre des éléments d'origine profonde sont aussi un excellent moyen de tracer l'eau profonde en comparant l'hydrochimie d'une source à des eaux plus ou moins minéralisées dont l'origine est connue (Bortolami *et al.*, 1983).

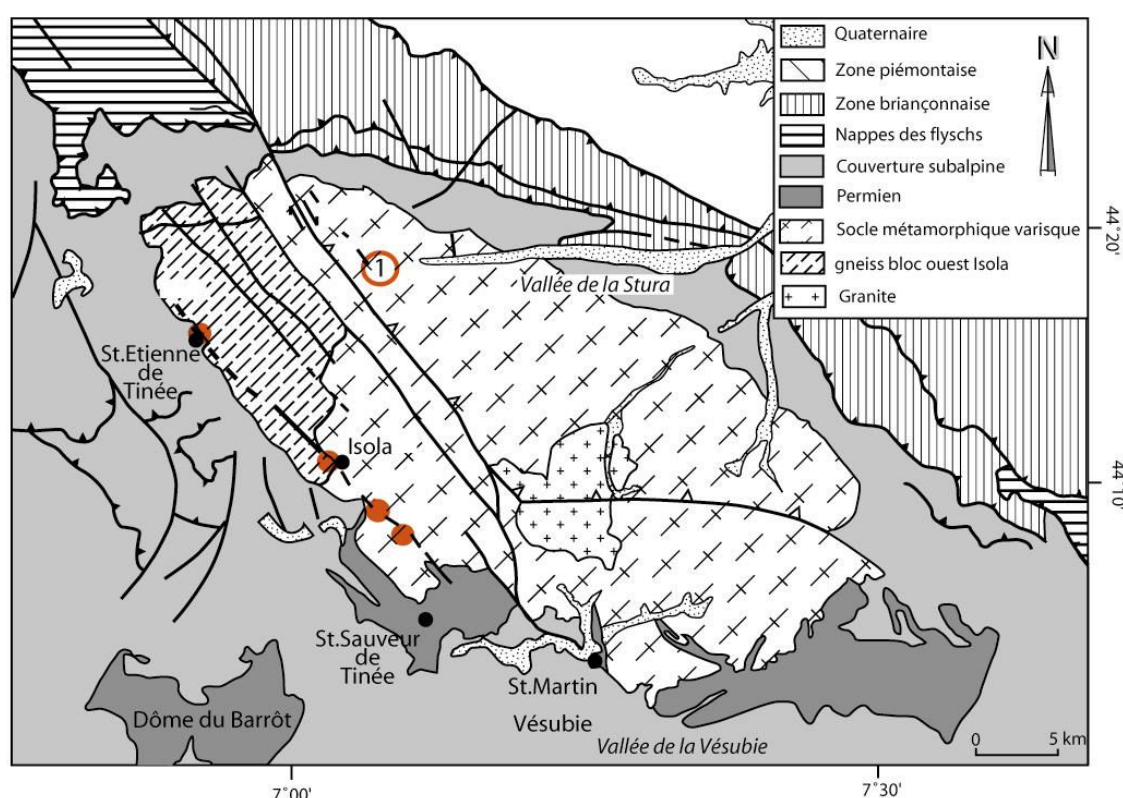
Le chlorure et les ions associés sont des marqueurs des eaux profondes. Ils ont été utilisés en particulier par Michard *et al.* (1989) et Sacchi *et al.* (2000) sur les deux massifs qui nous intéressent.

1.2/ Observations hydrochimiques à proximité de zones instables

1.2.1/ Comparaison des teneurs en chlorure et lithium dans la Vallée de La Tinée

Au pied du versant de La Clapière, la source 15 qui émerge de la zone glissée présente une composition chimique particulière, avec de fortes concentrations ioniques incompatibles avec une simple altération du gneiss (voir chapitre 4.1). L'eau a donc été en contact avec d'autres roches, comme celles du Trias (Guglielmi *et al.*, 2000) qui est par endroit pincé dans le socle ou qui jalonne les grands accidents (Delteil *et al.*, 2003). De plus, sur le versant est du

Ténibre (en Italie) émergent des sources thermales autour du village de Vinadio (Michard *et al.*, 1989). On peut donc se demander jusqu'à quelle profondeur les eaux de la source 15 ont circulé. Sont-elles reliées avec les circulations d'eau thermique observées à Vinadio? Les thermes se trouvent dans la vallée de la Stura di Demonte (Fig. 6.1), en bordure est du massif de l'Argentera Mercantour. Des mesures hydrochimiques ont été réalisées sur ces sources (Michard *et al.*, 1989). Ces travaux mettent en évidence une bonne corrélation entre les chlorures et certains éléments traces comme le lithium dans les eaux d'origine profonde. Des mesures en lithium ont été réalisées au laboratoire de Besançon à l'aide du spectrophotomètre d'absorption atomique PERKIN-ELMER A



Grandes structures du massif cristallin du Mercantour présentées dans leur contexte géologique, et localisation des sources ayant une anomalie en chlorure.

- ① Bagni di Vinadio
- Source montrant un faible pourcentage d'eau profonde de la Vallée de la Tinée
- Village

(modifié d'après Bigot-Cormier, 2000)

Fig.6. 1 : Localisation des thermes de Vinadio.

Les résultats sont présentés dans un graphique log-log (Fig. 6.2) afin de comparer les concentrations en chlore et en lithium de Vinadio, très minéralisées et les concentrations

obtenues sur la Clapière. Pour cinq sources de la vallée, les ions chlorures se corrèlent bien avec le lithium et sont compatibles avec un mélange entre des eaux météoriques et profondes. Pour les autres sources, le lithium semble provenir du lessivage des évaporites du Trias, indépendamment du chlore. Les données acquises jusqu'ici ne nous permettent pas de définir un pôle de teneur en lithium maximum pour les eaux provenant du Trias.

Si l'on replace les sources influencées par une arrivée d'eau profonde sur la carte géologique de la Fig.6.1 (Bigot-Cormier *et al.*, 2000), l'alignement correspond à la faille supposée de la Tinée, utilisée pour expliquer l'exhumation du massif. Mais cette faille est très peu visible sur le terrain. Ces sources drainent les zones instables de La Clapière, de Saubières et du Malbosc.

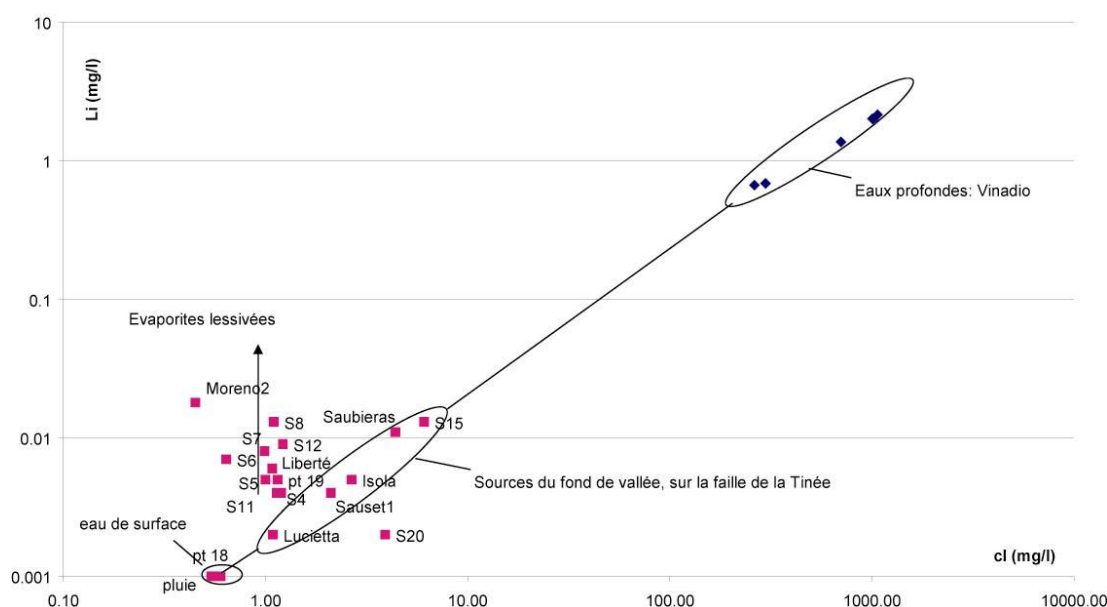


Fig.6. 2 : Comparaison de la chimie des sources de la Tinée et de celles des thermes de Vinadio

1.2.3/ Comparaison des teneurs en chlorure et de la saturation de la calcite dans la vallée de l'Orco

Au pied du barrage de Ceresole Reale, sur le deuxième site d'étude, une source ferrugineuse fortement minéralisée émerge. Elle a été étudiée par l'université de Torino (Sacchi *et al.*, 2004). Ces travaux ont conduit à la proposition d'un modèle conceptuel des écoulements à l'échelle de la vallée (Fig. 6.3). On retrouve les écoulements liés aux zones décomprimées des gneiss, et des écoulements profonds circulant dans un réseau de failles NW-SE 45°S et EW

80°N. Un flux de CO₂ profond influence l'hydrochimie de ces sources. Les fractures guidant ces circulations de fluide sont remplies de calcite, à l'origine de la minéralisation de ces eaux. La minéralisation est résumée par les points de référence de la figure 6.4. Les chlorures et l'indice de saturation en calcite marquent ces eaux profondes (Sacchi *et al.*, 2004).

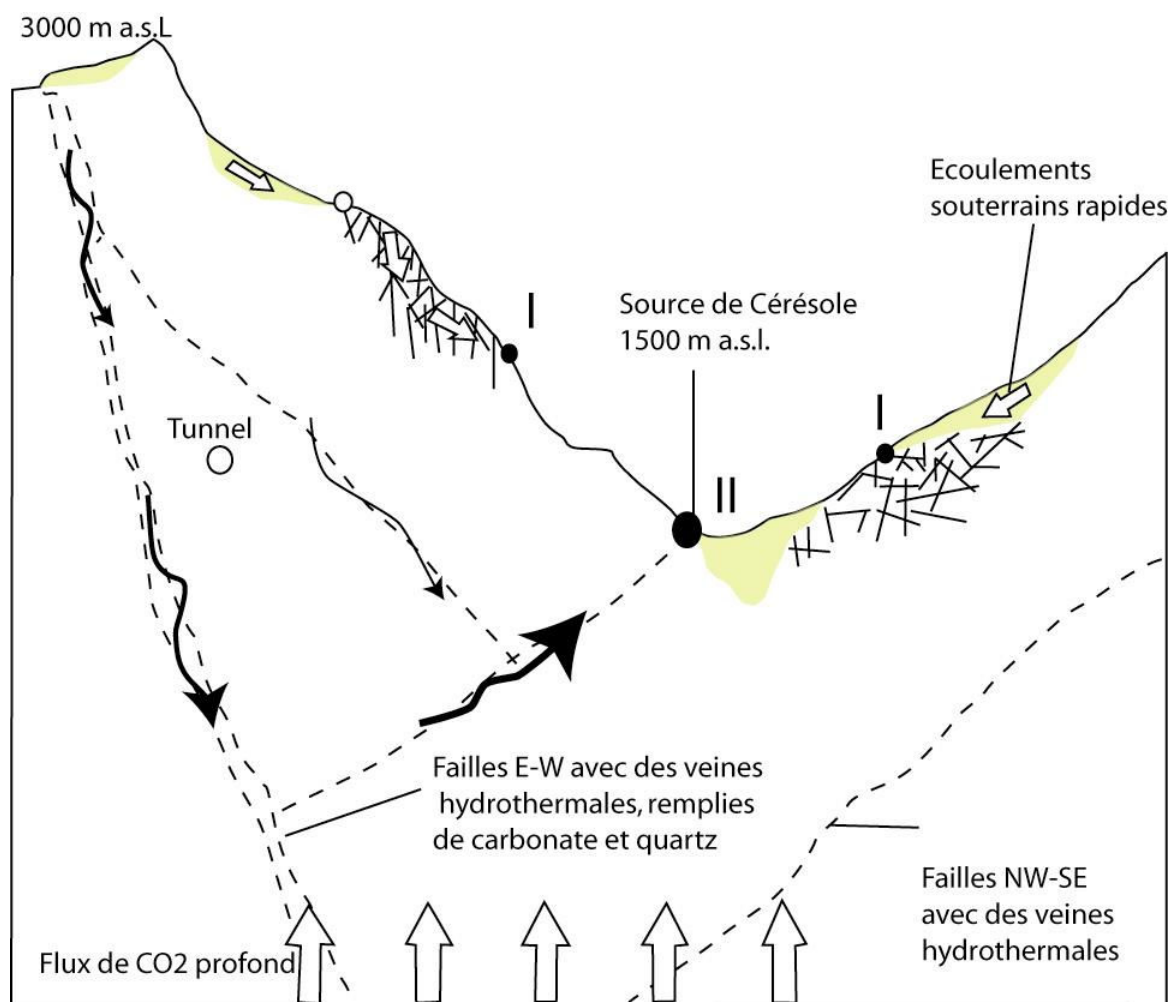


Fig.6. 3 : Modèle conceptuel hydrogéologique à l'échelle de la Vallée de l'Orco (Sacchi *et al.*, 2004). I = sources drainant des écoulements superficiels, II = source d'eaux profondes.

De la même manière que pour la vallée de la Tinée, une comparaison entre les mesures réalisées pour cette thèse et les données bibliographiques (Fig. 6.4) autorise une explication pour les teneurs anormalement élevées en chlorure de trois sources du versant. Le pourcentage d'eaux profondes participant aux débits des sources a été évalué par des calculs de mélange conservatif. Ces calculs se basent sur l'hypothèse que la saturation de la calcite

n'est jamais atteinte comme l'indique l'indice de saturation, toujours négatif, quelle que soit l'eau échantillonnée.

Les mélanges sont réalisés entre de l'eau superficielle (référence source 5) ou de l'eau de l'aquifère fracturé (référence source 18) et le pôle de référence (issu de la bibliographie). Pour les sources 8 et 10, l'anomalie en chlorure peut être expliquée par un mélange de l'ordre de 0.5% d'eaux profondes dans l'eau circulant dans l'aquifère fracturé. Les trois sources influencées 8, 10 et 21 s'alignent sur un axe NE-SW

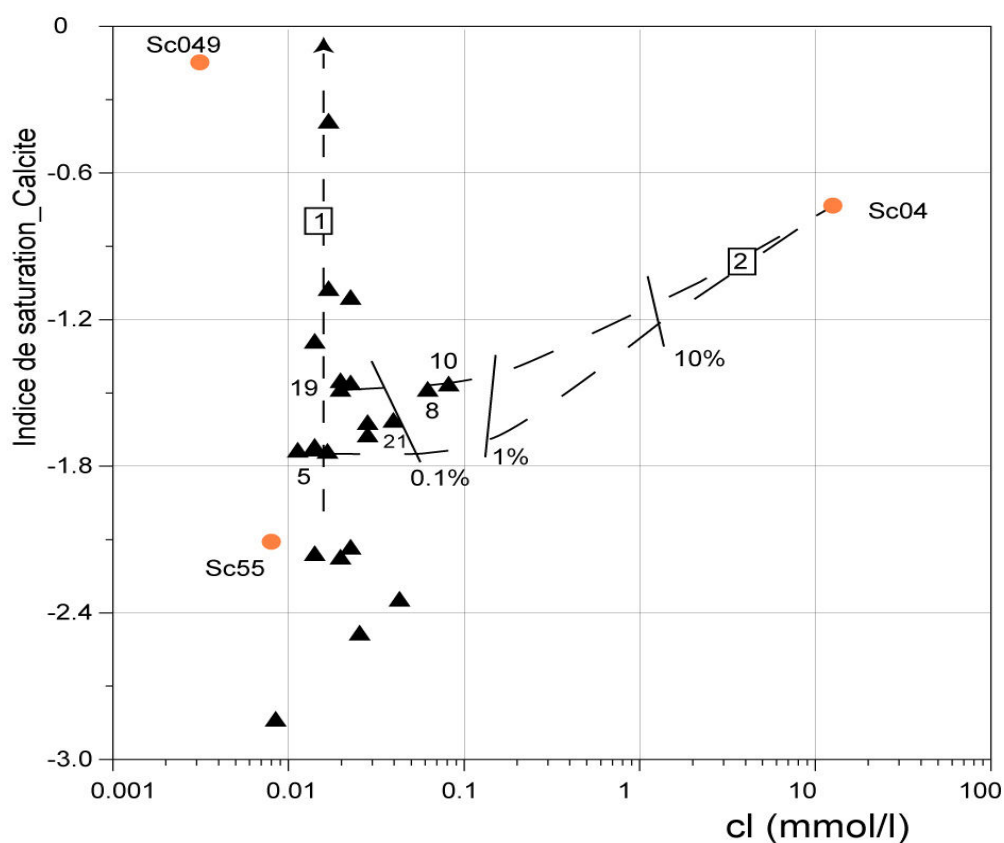


Fig.6. 4: Evolution de l'indice de saturation en calcite en fonction des teneur en chlorure, ▲ sur le versant de Rosone, ● sur l'ensemble de la vallée de l'Orco. Références tirées de Sacchi et al. 2004 montrant les relations entre eau profonde et chlorure. Les lignes en pointillé représentent des calculs théoriques de mélange entre le pôle profond Sc04 et l'eau de l'aquifère perchée (5) ou l'eau de l'aquifère fracturé (19)

1.3/ Discussion : relation entre les grandes failles et les instabilités

Dans le massif du Mercantour, les signatures d'eaux profondes retrouvées dans les sources permettent d'appuyer la présence d'une faille d'importance régionale.

Trois des quatre points montrant des anomalies en chlorure sont des sources drainant des glissements de terrain. Une autre corrélation géographique consiste à comparer la position des instabilités, identifiées à l'échelle du Mercantour, avec les grandes failles du secteur (Fig.6.5). Un lien entre la faille et les instabilités se dégage, les grandes zones instables recensées dans le Mercantour, s'alignent bien sur le réseau de failles de la vallée de la Tinée alors que dans la partie ouest du massif, beaucoup moins d'instabilités sont recensées.

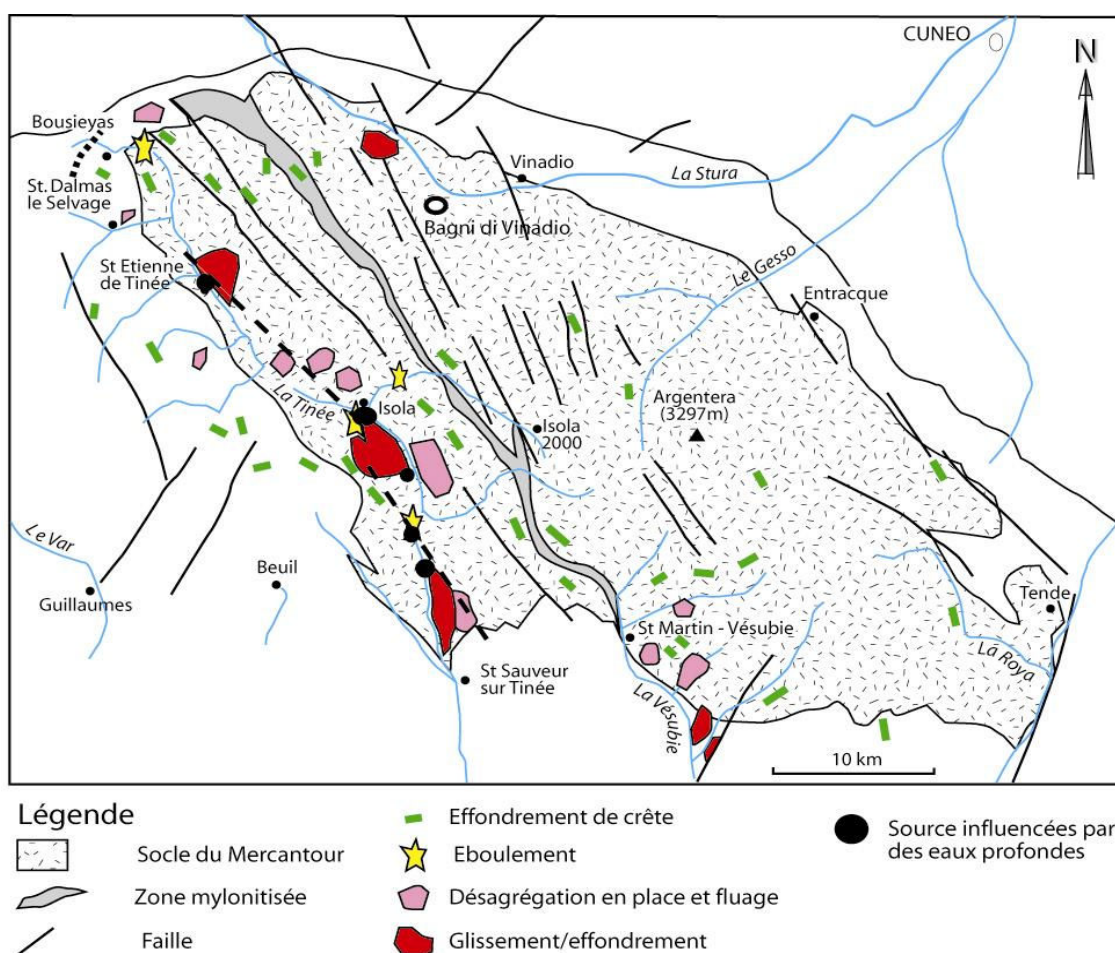


Fig.6. 5: Carte géologique et localisation des zones instables dans le massif du Mercantour.

La modélisation mécanique, réalisée sur le secteur de la vallée de la Tinée (Merrien-Soukatchoff *et al.*, 2001), démontre la nécessité d'une dénudation au pied du versant pour créer un basculement du versant. Sur ce secteur le réseau de failles semble être actuellement actif et participe au mouvement néotectonique de dénudation du massif (Bigot-Cormier *et al.*, 2000). Les études géologiques démontrent la présence d'une faille majeure tardi-alpine en partie responsable de la structuration du massif (Delteil *et al.*, 2003) et de la morphologie du massif (Musumeci *et al.*, 2003).

Il est difficile de différencier le moteur du mouvement (rééquilibrage isostatique ou contrainte tectonique). Cependant, la dynamique régionale peut être considérée comme un facteur de prédisposition important à la déstabilisation de l'ensemble du versant. Les grandes zones instables sont localisées sur des failles drainant des eaux profondes. La répétitivité de ces observations sur les vallées de la Tinée et de l'Orco, situées dans des unités structurales différentes des Alpes, appuie fortement cette hypothèse. L'hydrogéochimie et les travaux de cette thèse n'apportent qu'un complément d'arguments au modèle présenté ici. Celui-ci se base sur de nombreux calculs de stabilité, des mesures de déformations, de datations et d'études structurales fines. Cependant, seul l'assemblage de toutes ces observations indirectes, permet de démontrer le rôle des mouvements profonds sur les instabilités gravitaires.

2/ QUANTIFICATION DE LA VARIABILITÉ DES SULFATES INDUITE PAR LES INTERACTIONS HYDRO-MÉCANO-CHIMIQUES

Le chapitre 5 démontre que les sulfates peuvent être utilisés comme marqueur de la déformation gravitaire. En effet, le rapport SO_4/Ca est plus important dans les aquifère soumis à une déformation. Les observations minéralogiques sur les fractures montrent la présence de minéraux secondaires qui limitent les interactions eau / roche dans les zones stables. Avec le mouvement du versant, ces minéraux secondaires sont nettoyés et les concentrations observées en SO_4^{2-} sont plus importantes. Ce chapitre teste la faisabilité d'une modélisation analytique des phénomènes observés.

2.1/ Théorie

Les modèles d'oxydation de la pyrite montrent que la pression partielle en oxygène constitue le principal paramètre contrôlant la réaction (Williamson & Rimstidt, 1994). Les réactions sont beaucoup plus importantes dans la zone non saturée, où l'apport en oxygène se fait par la phase gazeuse (Xu *et al.*, 2000). Dans la zone non saturée, la pression partielle en oxygène est de 0.21 atmosphère (atm) proche des valeurs de l'atmosphère, alors qu'elle est estimée à 10^{-30} atm dans la zone saturée des gneiss du Mercantour (Guglielmi *et al.*, 2000). Les teneurs en sulfate les plus élevées sur l'ensemble de la vallée de la Tinée (exception faite des zones en relation avec le Trias) sont observées dans la galerie de Valabres (environ 150 mg/L), où les écoulements correspondent à un goutte à goutte qui draine une fracture non saturée.

Le taux d'oxydation de la pyrite dans un air humide a été déterminé par des approches expérimentales. Les expériences paramétriques ont pour objectif de relier le taux d'oxydation de la pyrite aux principaux facteurs qui le régissent (Domenech *et al.*, 2002; Weisener *et al.*, 2003). Ainsi Jerz et Rimstidt (2004) intègrent la durée de l'expérience comme facteur explicatif de la quantité de sulfate produit durant l'oxydation. Ceci permet d'intégrer la formation de minéraux secondaires. La quantité d'oxygène consommée par unité de temps ($\frac{dn}{dt}$; mol / m² sec) est décrite par l'équation (1) où P est la pression partielle en oxygène (atm) et t le temps écoulé depuis le début de l'expérience.

$$(1) \quad \frac{dn}{dt} = 10^{-6.6} P^{0.5} t^{-0.5} \quad (\text{Jerz and Rimstidt, 2004})$$

Si la consommation en oxygène diminue avec le temps, la production de sulfate va également diminuer avec le temps. En utilisant les coefficients stœchiométriques (Chap. V) de l'équation d'oxydation de la pyrite, nous pouvons estimer l'évolution temporelle (équation 2) des quantités de sulfate dissoutes par l'eau. (Table 5.1)

$$(2) -\left(\frac{dn}{dt}\right)O_2 = 8/9\left(\frac{dn}{dt}\right)SO_4^{2-}$$

Pour comparer les valeurs mesurées sur le terrain aux valeurs théoriques dérivées de cette équation, il est nécessaire de connaître la surface de réaction entre l'eau et la pyrite dans le massif S (m²) ainsi que le débit de la source Q (m³/s) pour écrire l'équation (3).

$$(3) [SO_4^{2-}]_{pyrite} = \frac{8}{9} 10^{-6.6} P^{0.5} t^{-0.5} S Q^{-1}$$

La source 15 est un mélange entre des eaux circulant plus profondément et celles circulant dans le glissement de terrain. D'après l'équation de conservation de masse (4), le flux de sulfate à la source est donc la somme du flux profond et du flux provenant du glissement (4)

(4) $[SO_4^{2-}] * Q_s = [SO_4^{2-}]_{pyrite} * Q_g + [SO_4^{2-}]_{profondes} * Q_p$. Ici Q_s est le débit à la source (m³/s), Q_p et Q_g sont respectivement les débits provenant des circulations plus profondes et provenant du glissement.

L'équation 4 décrit l'évolution temporelle théorique des concentrations en sulfate à la source 15. Cette évolution est comparée aux mesures réalisées de 1996 à 2004.

2.2/ Calibration des différents paramètres influençant les teneurs en sulfate a la source

A travers l'équation (3) il est possible de rendre compte d'interactions hydro-mécano-chimiques. Dand l'équation 3, le temps écoulé depuis le début de l'expérience en laboratoire va correspondre au temps écoulé depuis la dernière crise du glissement sur le terrain. On part ici du postulat selon lequel une forte accélération du glissement réinitialise les interactions eau / roche, comme le montrent les données présentées dans le chapitre 5.1.

Il est aussi nécessaire d'estimer la surface réactive de la pyrite (équation 3) ainsi que la part d'eau profonde dans les écoulements. Ces données influencent seulement la teneur initiale en sulfate à $t = 0$. La décroissance en sulfate n'est pas modifiée. On peut donc les fixer arbitrairement pour étudier la vitesse de décroissance de la courbe.

Les différents flux

Comme l'étude est réalisée pour les valeurs d'étiage, les écoulements dans le massif sont considérés comme permanents. Le débit est fixé à $0.005 \text{ m}^3/\text{s}$. Le flux de sulfate provenant de l'eau profonde ($[\text{SO}_4^{2-}] \text{ eau profonde} \cdot Q_p$) est difficile à estimer. A l'échelle des Alpes du sud, des eaux thermales émergent sur le versant est du Mercantour (Michard *et al.*, 1989). Une étude hydrogéochimique sur la composition de l'eau circulant dans le Trias a été réalisée en 1999 (Reynaud, 2000). Les mesures hydrochimiques réalisées donnent des valeurs de référence des concentrations maxima, pour de l'eau à long temps de séjour ou ayant circulé dans le Trias (Fig. 6.6). Ainsi il apparaît que l'eau de la source 15 peut être considérée comme un mélange d'un tiers d'eau superficielle et de deux tiers d'eau profonde, avec une faible composante d'eau thermique. Cette approche est très approximative puisqu'elle ne tient pas compte des réactions dans l'aquifère. Toutefois les résultats montrent que le magnésium est un excellent traceur du Trias, et le chlorure un traceur des eaux profondes. Le flux en sulfate d'origine profonde est considéré constant. Ce flux est estimé à partir de la figure 6.6, où les pôles de mélange indiquent que 80% des sulfates proviennent du Trias, soit 1.6 mol/L/s

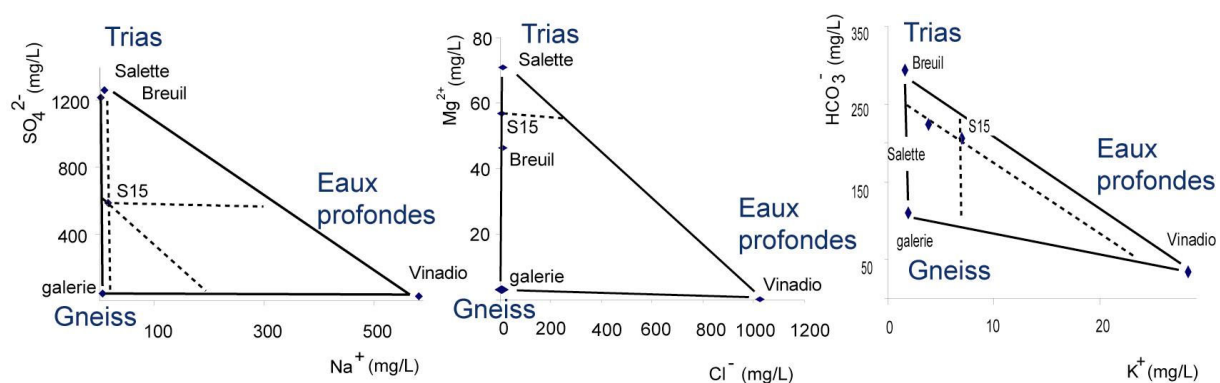


Fig.6. 6 : Estimation de la part d'eau non-gneissique composant l'eau de la source 15 au pied de la Clapière par comparaison avec les teneurs maximales observées dans les Alpes Maritimes (Hypothèse d'un mélange conservatif). Les fortes minéralisations proviennent dans ce contexte d'eau venant du Trias (ex : Breuil, Reynaud, 2000) ou d'une circulation profonde (ex : Vinadio, Michard 1989). Le troisième pôle est constitué par la galerie de Valabres représentant le pôle gneiss

Surface d'interaction

Le volume glissé est estimé à 50 millions de m³ et la porosité efficace à 5%. Le volume des vides (volume * porosité) dans le massif est donc de $2.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Si on considère que les fractures sont ouvertes d'environ 1mm, la surface de réaction sera de $2.5 \cdot 10^9 \text{ m}^2$. La surface de réaction entre la pyrite et l'eau est estimée à 3% de la surface totale par la modélisation thermodynamique (Guglielmi *et al.*, 2000). On déduit ainsi une surface de réaction pour l'acquisition des sulfates de l'ordre de 10^7 m^2 . Vue la marge d'erreur sur ce calcul, les résultats analytiques sont présentés pour différentes surfaces d'interaction eau / roche dans cet ordre de grandeur.

2.3/ Résultats

Les résultats sont présentés dans la figure 6.7. Seules les grandes crises de 1997 et 2001 ont été considérées comme ayant une influence sur les interactions eau / roche car ce sont les seuls épisodes qui semblent modifier notablement la structure et la géométrie du glissement. Les variations théoriques en sulfate (Fig. 6.7) correspondent aux trois lignes en pointillé, calibrées pour les trois surfaces suivantes : $8 \cdot 10^6$, 10^7 et $3 \cdot 10^7 \text{ m}^2$. Les données fixées pour ce calcul sont dans la figure 6.7B

La vitesse journalière du glissement, mesurée à mi-pente, enregistre, en plus des deux grandes crises du pied de versant, quelques crises de moindre ampleur. Ces dernières sont localisées dans la partie haute, zone qui influence les teneurs en sulfate mesurées. Cette observation valide l'hypothèse localisant la zone préférentielle d'acquisition des sulfates dans la zone non saturée.

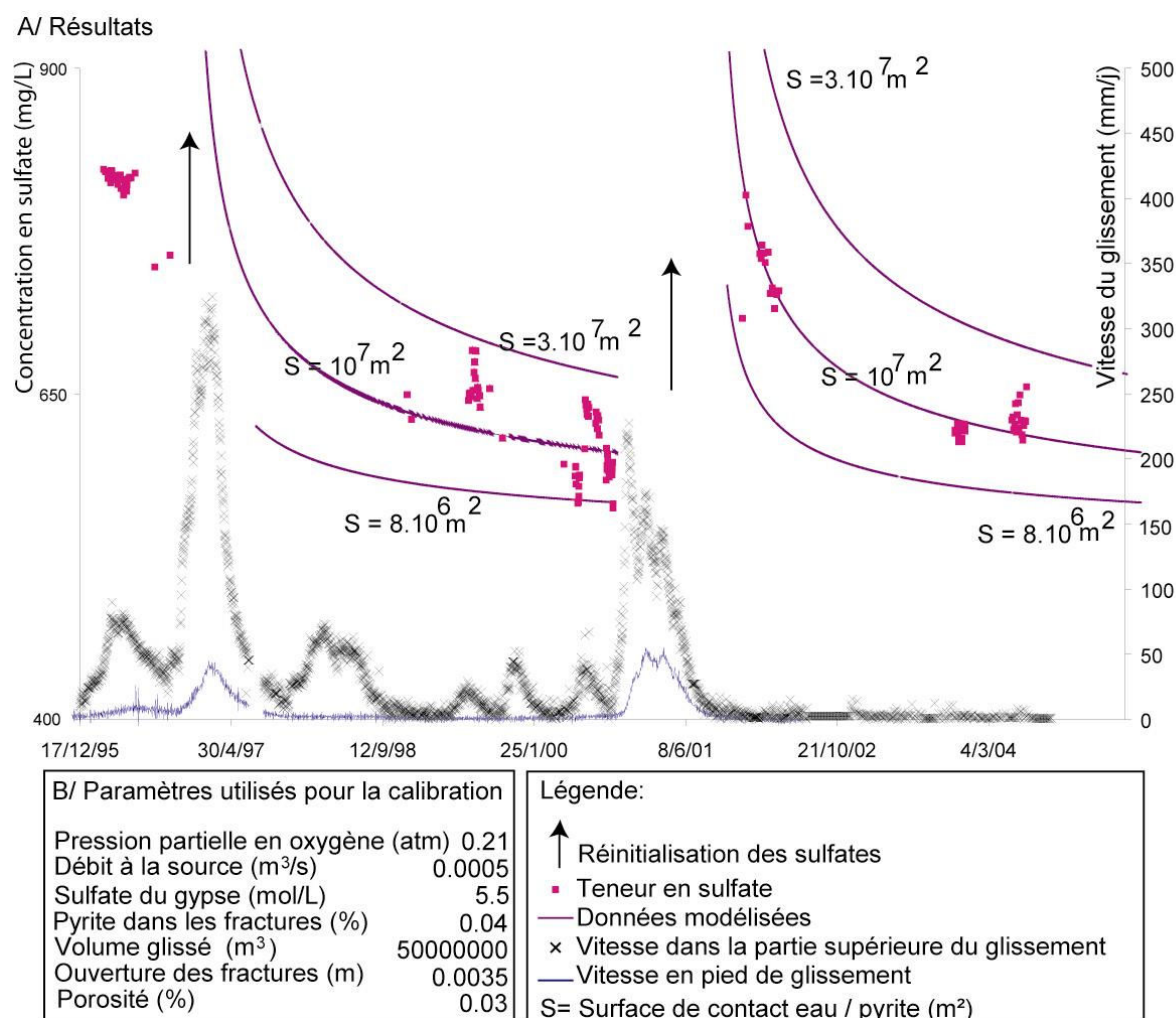


Fig.6. 7: Modélisation analytique des variations en sulfate au pied du versant de la Clapière, A/ résultat pour différentes surfaces de réaction B/ paramètre du modèle

2.4/ Discussion

Ces études de faisabilité de modélisation hydro-mécano-chimique mettent en évidence un phénomène rarement décrit in situ. Elles décrivent le phénomène d'interaction hydrochimique évolutive comme une fonction de la déformation du massif.

Des outils existent pour calibrer plus finement ces calculs. Le soufre 34 est un isotope qui permettra de valider l'origine des sulfates dans l'eau et de calibrer la part d'eau venant du glissement et celle d'origine plus profonde. Le temps de séjour de l'eau, estimé par des

mesures en tritium, permettra de calibrer la durée des interactions eau / roche. Cette variation temporelle peut être utile pour contraindre un modèle hydromécanique, car la répartition des pressions dans le massif doit se faire sur la même surface que celle des interactions eau / roche.

Suite aux deux crises enregistrées à la Clapière, nous avons réussi à enregistrer des concentrations en sulfate atteignant 850 mg/L. Un suivi avec un pas de temps plus fin nous aurait peut-être permis d'enregistrer des valeurs plus élevées pendant la crise.

2.5/ Conclusion

Une telle approche ouvre des perspectives pour la détermination indirecte des paramètres hydro-mécaniques influençant les glissements de terrain. Indirectement la teneur en sulfate nous renseigne sur l'apparition de nouvelles fractures. En toute théorie, l'apparition d'une nouvelle fracture dans le massif doit modifier la concentration de l'eau en sulfate. Cette concentration constitue un indicateur du degré de fracturation et peut mettre en évidence une période d'apparition de fractures avant une crise majeure. Avec ce type de modèle, il est possible d'enregistrer l'apparition de nouvelles surfaces de rupture dans le massif et de les quantifier. On peut espérer quantifier l'importance de la rupture qui s'amorce et prévoir la crise majeure qui va provoquer l'obstruction de la vallée !

CONCLUSION GENERALE

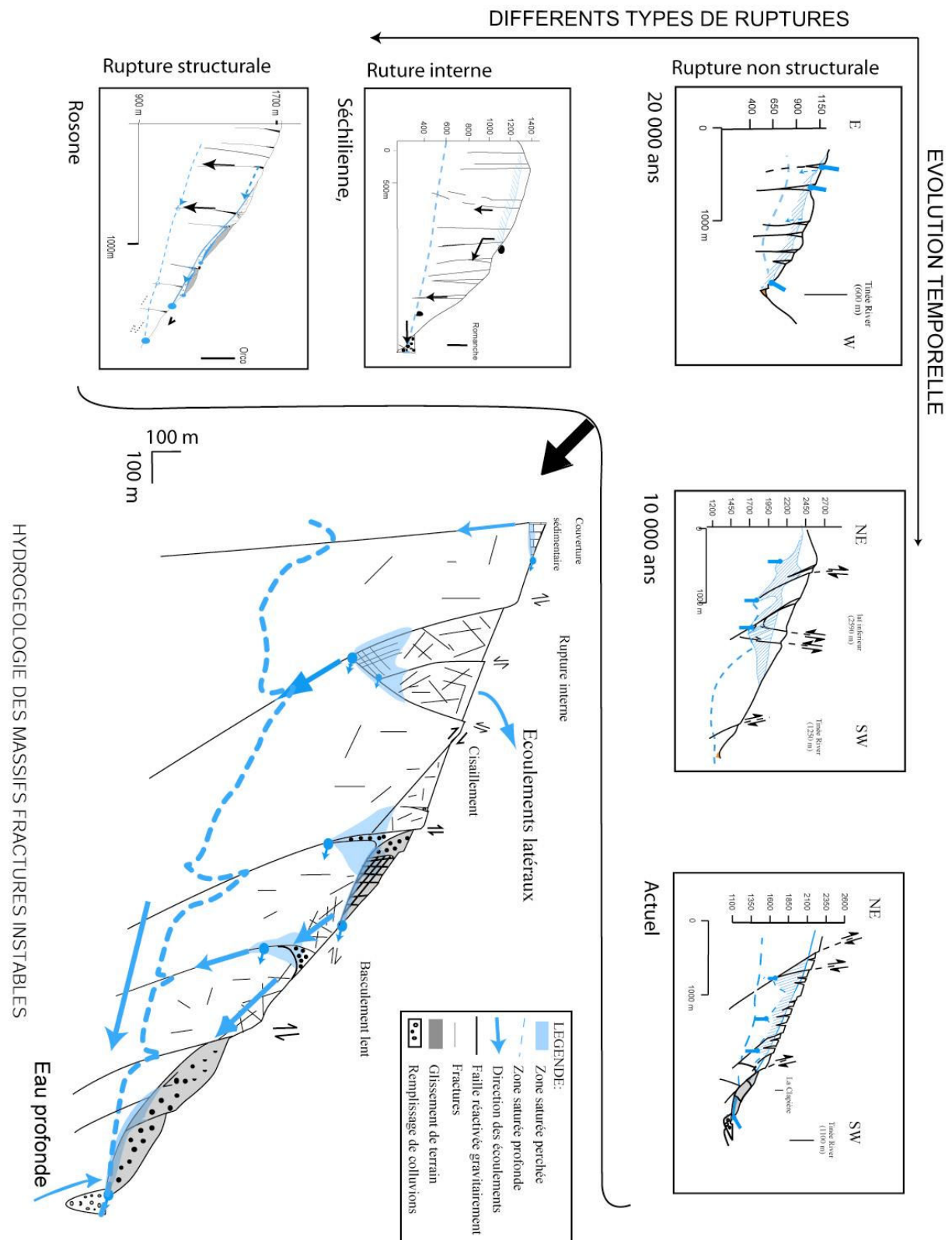
Nous disposons maintenant de différents schémas conceptuels des écoulements en zone instable, obtenus grâce à l'hydrochimie pour l'échelle des Alpes, sur le versant de Rosone (chapitre 3), la vallée de la Tinée (chapitre 2 et 4) et sur les ruines de Séchilienne (Guglielmi *et al.*, 2002).

-Evolution des aquifères fracturés soumis à une déformation vers de grands mouvements de terrain.

La synthèse des ces observations souligne des similitudes pour lesquelles se dégage un modèle conceptuel des écoulements en zone instable (Fig. C1).

A long terme, l'aquifère fracturé du versant, peu capacitif (porosité de l'ordre de 0.1%) et peu transmissif (conductivité hydraulique de l'ordre 10^{-6} m/s) va évoluer sous la déformation de l'ensemble du versant (basculement ou effondrement). Cette évolution s'amorce par un basculement (Fig. C1, 20 000 ans) qui évolue en rupture gravitaire profonde (Fig. C1, 10 000 ans) entraînant la déstructuration du gneiss soumis aux frottements, aux basculements dans la partie haute du versant. La géométrie de ces déformations profondes prédispose certaines zones à de grands glissements de terrain, conduits par les structures préexistantes. Deux types de zones glissées sont observés dans ces contextes cristallins : soit la rupture crée une nouvelle fracture dans une zone fragilisée (rupture non structurale), soit elle utilise une surface préexistante (rupture structurale). Sur l'ensemble des sites les deux types de rupture sont possibles.

Quelle que soit l'échelle des observations, le schéma conceptuel d'écoulement est le même, les surfaces de glissement drainent les écoulements, et jouent un rôle de barrière latérale. L'apparition de nouvelles fractures et le basculement délimitent un aquifère perché en partie haute du versant drainant l'infiltration perpendiculairement à la pente du versant. Les variations de pression hydrostatique dans l'aquifère perché et les variations de masse, liées aux volumes d'eau infiltrés, amplifient les efforts sur les fractures, accentuent la déformation en fatiguant la roche, et déclenchent un glissement de terrain en bordure de la zone basculée. L'apparition d'un glissement de terrain court-circuite les écoulements de l'aquifère perché. Ainsi, ces écoulements passent directement dans la zone glissée (Fig. C1, actuel).



Conclusion 1: Modèle conceptuel des écoulements en milieu fracturé instable

Sur les instabilités actuelles de versant, on observe la présence d'un aquifère perché qui alimente la zone glissée et augmente l'importance des effets hydromécaniques sur la stabilité du glissement. Les interactions hydromécaniques dans le versant évoluent avec la déformation. Dans les fractures des versants peu déstabilisés, les variations saisonnières de pression en eau influencent la stabilité du versant. Puis avec le remplissage des zones décomprimées et la création d'une nappe perchée, l'évolution saisonnière des pressions d'eau diminue, mais l'influence de la charge engendrée par les volumes d'eau infiltrés augmente fortement. Les effets de l'eau s'appliquent en partie haute du massif et peuvent être suffisante pour déstabiliser le versant.

-Apport à la prédiction spatiale des mouvements de terrain

L'outil hydrogéochimique met en évidence l'existence d'interactions hydro-mécano-chimiques dans les zones en mouvements. Plus spécifiquement, ces travaux démontrent que les mesures de concentrations en sulfate dans l'eau permettent de localiser les zones en mouvement, même si les déplacements sont faibles (mm par an).

L'hydrochimie peut donc devenir un outil pertinent pour répondre à l'une des grandes questions concernant les instabilités de pentes : où sont les zones à risques ? Les modèles conceptuels d'écoulements montrent que les glissements de terrain se déclenchent souvent en bordure des zones basculées. Le couplage des observations hydro-géo-morphologiques avec la mise en évidence d'un mouvement actuel, peu contraindre grandement la répartition géographique des zones à fort aléa.

A l'échelle du massif, l'hydrochimie permet de localiser des arrivées d'eaux profondes. Suite à l'hypothèse néotectonique comme facteur de prédisposition (présentée au chapitre 5), les zones où les sources enregistrent une composante d'eau d'origine profonde, même faible, peuvent être des secteurs à risques.

-Perspectives de l'hydrogéochimie appliquée à l'étude des déformations de la croûte terrestre

Les interactions hydro-mécano-chimiques montrent de nombreuses perspectives dans l'étude des mécanismes de déformation de la croûte terrestre. Elles ont été appliquées dans cette thèse pour des glissements de terrain, et dans les travaux de Charmoille *et al.* (2005) pour des

déformations sismotectoniques dans l'aquifère karstique de Fourbanne. Dans le domaine sismotectonique, des signaux hydrochimiques pré-sismiques ont été enregistrés sur une source drainant une faille active (Toutain *et al.*, 1997). La variation de ces signaux est attribuée à une modification des contraintes, qui induit un mélange d'eau provenant d'aquifères à géochimie différente. Ainsi, un suivi plus fin des sources drainant les zones instables pourrait fournir un signal hydrochimique précurseur des accélérations d'un mouvement de terrain, car il existe aussi une évolution des contraintes dans le massif. Dans l'avenir, l'élaboration de matériels capables de réaliser des mesures hautes fréquences du signal hydrochimique permettrait d'étudier l'effet d'un événement bref (haute fréquence) sur les écoulements.

Pour visualiser ces signaux, est s'affranchir des dilutions engendrées par l'infiltration l'application de tests paramétriques à l'échelle du massif, permettrait de décomposer plus finement le signal hydrochimique enregistré aux sources. Cette approche implique nécessairement le suivi de points de référence pour une bonne calibration des modèles.

-Perspectives liées à la compréhension des phénomènes couplés

Les enregistrements synchrones hydro-mécano-chimiques, réalisées au cours de cette thèse, ont aboutis à la proposition de modèles conceptuels décrivant les interactions entre l'eau et la roche dans des zones instables.

A partir de ces données, une modélisation hydrodynamique permettra de quantifier les valeurs de perméabilité et de porosité des zones décomprimées, glissées ou saines. Ce sont des paramètres clés dans les calculs hydromécaniques, puisqu'ils régissent les répartitions de pression interstitielles dans le versant. Des calculs hydromécaniques à long terme (10 000 ans) pourront s'appuyer sur ces différentes valeurs pour intégrer les modifications des propriétés de l'aquifères induites par les déformations.

A long terme, l'étude du transport réactif par l'eau dans le massif, peut permettre de localiser des zones d'altération chimique, de transport et de dépôts (précipitation de minéraux secondaire). Ces réactions hydrochimiques peuvent apporter des clés de compréhension quant à l'effet de l'altération chimique sur la stabilité d'un versant rocheux.

Dans un modèle hydrochimique, la surface réactive entre l'eau et la roche s'apparente à un paramètre traduisant l'état de fracturation du massif. L'évolution temporelle de cette surface réactive peut traduire l'apparition de fractures ou le rafraîchissement d'une surface induite par

le frottement lors d'une déformation. Ce paramètre deviendrait alors un signal précurseur d'une grande crise.

A terme, les allers-retours entre les observations de terrain et les tests paramétriques numériques, intégrant les diverses interactions termo-hydro-mécano-chimique (THMC) et les effets de volume permettront de traiter dans l'ensemble ces interactions dans les milieux fracturés. L'approche THMC décrit les évolutions à long terme des masses rocheuses, et apporte un outil pour la gestion des risques naturels mais aussi pour le stockage des déchets, du dioxyde de carbone, ou pour l'estimation des effets à long terme d'un réchauffement climatique.

RÉFÉRENCES

- Agliardi, F., Crosta, G. et Zanchi, A.**, 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59: 83-102.
- Amatruda, G., Campus, S., Castelli, M., Piane, L.D., Forlatti, F., Morelli, M., Paro, L., Piana, F., Pirulli, M., Ramasco, M. et Scavia, C.**, 2004. The Rosone Landslide. In: Bonnard (Editor), Identification and mitigation of large landslide risks in Europe. *IMIRILAND PROJECT*, 89-136.
- Appello, C.A.J. et Postma, D.**, 1996. Geochemistry, groundwater and pollution. Bookfield. *A.A.Balkema*, Rotterdam, 535.
- Bakalowicz, M.**, 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. *Thèse, Université Pierre et Marie Curie*, Paris.
- Barla, G. et Chiriotti, E.**, 1995. Insights into the behaviours of the large deep seat gravitational slope deformation of Rosone, in the Piemonte region (Italy). *Felsbau*, 13: 425-432.
- Bertrand, C. et Guglielmi, Y.** 2001. Modeling the thermodynamical acquisition of groundwater chemistry into metamorphic mountainous slopes: validation of the model with field values. *EUG 11*, Strasbourg.
- Bes de Berc, S., Soula, J.C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F. et Rosero, J.**, 2005. Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 399: 351-379.
- Bigot-Cormier, F., Poupeau, G. et Sosson, M.**, 2000. Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *Comptes Rendus Géosciences*, 330: 363-370.
- Binet, S., Mudry, J., Bertrand, C., Guglielmi, Y. et Cova, R.**, 2005. Estimation of quantitative descriptors of north-eastern Mediterranean karst behavior. Multiparametric study and local validation on the Siou-Blanc massif (Toulon, France). *Hydrogeology journal*, in press.
- Binet, S., Mudry, J. et Guglielmi, Y.** 2002. Toward a methodology to quantify recharge and behaviour of Mediterranean aquifers from ground water measurements. *Symposium: Karst and environnement*, Malaga. 115-122.
- Blavoux, B. et Mudry, J.**, 1983. Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques. *Hydrogéologie*, 4: 269-278.
- Bocchiola, D. et Rosso, R.**, 2006. The distribution of daily snow water equivalent in the central Italian Alps. In Press, Corrected Proof.

- Bonnard, C.**, 2004. The meaning of risk assessment related to large landslides. In: C. Bonnard (Editor), Identification and mitigation of large landslide risks in Europe. *IMIRILAND PROJECT*, 289-300.
- Bonzanigo, L.**, 1999. Lo slittamento di Campo Vallemaggia. *Thèse, (n° 13387) Université de Zurich (Suisse)*, 219.
- Bonzanigo, L., Eberhart, E. et Loew, S.** 2001. Hydromechanical factors controlling the creeping Campo Vallemaggia landslide. *Symposium of landslides, Causes, Impacts and Countermeasures*, Davos. 9-12.
- Bortolami, G.C., Cravero, M., Olivero, G.F., Ricci, B. et Zuppi, G.M.**, 1983. Chemical and isotopic measurements of geothermal discharges in the Acqui terme district, Piedmont, Italy. *Geothermics*, 12: 185-197.
- Bortolami, G.C., Ricci, B., Susella, G.F. et Zuppi, G.M.**, 1979. Hydrogeochemistry of the Corsaglia Valley, Maritime Alps, Piedmont, Italy. *Journal of Hydrology*, 44: 57-79.
- Bregler, D.**, 2004. Etude topographique et mode d'auscultation sur site naturel, Rapport, *Ecole supérieure des géomètres topographes*, Le Mans.
- Brideau, M.-A., Stead, D., Kinakin, D. et Fecova, K.**, 2005. Influence of tectonic structures on the Hope Slide, British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 80: 242.
- Brunsdén, D.**, 1999. Some geomorphological considerations for the future development of landslide models. *Geomorphology*, 30: 13.
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Soukatchoff, V.M., Mudry, J., Bertrand, C. et Charmoille, A.**, 2004. Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France). *Journal of Hydrology*, 291: 67-90.
- Casson, B., Delacourt, C. et Allemand, P.**, 2005. Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface -Application to the La Clapière landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5: 425-437.
- Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D. et Allemand, P.**, 2003. Seventeen years of the "La Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs. *Engineering Geology*, 68: 123-139.
- Castany, G.**, 1982. Hydrogéologie, principes et méthodes. *Dunod*, 236.
- Charmoille, A., Fabbri, O., Mudry, J., Guglielmi, Y. et Bertrand, C.**, 2005. Post-seismic change in a shallow fractured aquifer following a 5.1 earthquake (Fourbanne karst aquifer, Jura outermost thrust unit, France). *Geophysical Research Letters*, 32, L18406.
- Clauser, C.**, 1992. Permeability of Crystalline Rocks. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*: 233-237.

- Cornet, F.H., Li, L., Hulin, J.P., Ippolito, I. et Kurowski, P.**, 2003. The hydromechanical behaviour of a fracture: an in situ experimental case study. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40: 1257-1270.
- Crosta, G.B.**, 2001. Failure and flow development of a complex slide: the 1993 Sesa landslide. *Engineering Geology*, 59: 173-195.
- Cruden, D.M. et Varnes, D.J.**, 1996. Landslide types and processes. Landslides investigation and mitigation., Transportation Research Board Special Report 247. *National Academy of Sciences*, Washington, D.C., 36-75.
- Darmody, R.G., Thorn, C.E., Harder, R.L., Schlyter, J.P.L. et Dixon, J.C.**, 2000. Weathering implications of water chemistry in an arctic-alpine environment, northern Sweden. *Geomorphology*, 34: 89-100.
- De Marsily, G.**, 1981. Hydrogéologie quantitative. *Masson, collection sciences de la Terre*, Paris.
- Delteil, J., Stephan, J.F. et Attal, M.**, 2003. Control of Permian and Triassic faults on Alpine basement deformation in Argentera massif (external southern French Alps). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174: 481-496.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., Weng, P. et Al-Malki, A.**, 2003. Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of Hydrology*, 274: 248-269.
- Dobson, P., Kneafsey, T., Sonnenthal, E., Spycher, N. et Apps, J.**, 2003. Experimental and numerical simulation of dissolution and precipitation: implications for fracture sealing at Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Contaminant Hydrology*: 459-476.
- Domenech, C., de Pablo, J. et Ayora, C.**, 2002. Oxidative dissolution of pyritic sludge from the Aznalcollar mine (SW Spain). *Chemical Geology*, 190: 339-352.
- Dubar, M. et Stephan, J.F.** 2001. Le Glaciaire de la Tinée: calibrage, chronologie et impact morpho-dynamique. *Workshop PNRN Mouvement gravitaires alpins*. 7.
- Durville, J.L., Effendiant, L., Pothérat, P. et Marchesini, P.**, 2004. The Séchilienne Landslides. In: F.F.a.C.S. C. Bonnard (Editor), Identification and mitigation of large landslide risks in Europe. *IMIRLAND PROJECT*, 253-269.
- Dysli, M.** 1998. Of bearing capacity of roads during thaw and debris flows in mountain permafrost/ The Same phenomenon. *Permafrost and actions of natural and artificial Cooling*, Paris -Orsay. 8.
- Eberhardt, E., Thuro, K. et Lugnbuehl, M.**, 2005. Slope instability mechanisms in dipping interbedded conglomerates and weathered marls-the 1999 Ruffi landslide, Switzerland. *Engineering Geology*, 77: 35-54.

- Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.-M. et Couren, M., 1998.** Le marquage de la zone non saturée du karst à l'aide du carbone 13: The use of carbon 13 as a tracer of the karst unsaturated zone. *Comptes Rendus Géosciences*, 326: 327-332.
- Enel.hydro, 2001.** Attività di progettazione, fornitura ed installazione di un sistema di monitoraggio integrato del movimento franoso di Rosone. Indagini geotecniche e geomeccaniche di laboratorio. *Attività di progettazione, Enel.hydroProg.ISMES 2338 RATISMES 1530*.
- Faure-Muret, A., 1955.** Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires, mémoires à l'explication de la carte géologique détaillée. *Thèse, Paris, Mém. Serv. Carte géol. France*, 336.
- Feigl, K.L., 2003.** Mechanical coupling between earthquakes, volcanos and landslides. *Geophysical Research Abstracts*, 5.
- Féraud, J., Picot, P., Pierrot, R. et Vernet, J., 1975.** Métallogénie: sur la découverte de scheelite, cassitérite, bismuthinite et molybdénite dans les gîtes à arsénopyrite du massif de l'Argentera. Conséquences métallogénétiques et pétrogénétiques. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 280: 2179-2182.
- Flint, A.L., Flint, L.E., Bodvarsson, G.S., Kwicklis, E.M. et Fabryka-Martin, J., 2001.** Evolution of the conceptual model of unsaturated zone hydrology at Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Hydrology*, 247: 1-30.
- Follacci, J., 1999.** Seize ans de surveillance du glissement de la Clapière (Alpes maritimes). 220, Rapport, *Bulletin du Laboratoire des Ponts et Chaussées*. 35-51
- Fontes, J., 1976.** Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. *La Houille blanche*, 3/4: 205-221.
- Forlati, F., Gioda, G. et Scavia, C., 2001.** Finite element analysis of a deep-seated slope deformation. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 34: 135-159.
- Forti, M.C., Neal, C. et Robson, A.J., 1996.** Modelling the long-term changes in stream, soil and ground water chemistry for an acid moorland in the Welsh uplands: the influence of variations in chemical weathering. *The Science of The Total Environment*, 180: 187-200.
- Foucault, A. et Raoult, J.F., 2001.** Dictionnaire de géologie. Sciences. *Dunod*, Paris, 374.
- French, H.K., Hardbattle, C., Binley, A., Winship, P. et Jakobsen, L., 2002.** Monitoring snowmelt induced unsaturated flow and transport using electrical resistivity tomography. *Journal of Hydrology*, 267: 273-284.
- Furuya, G., Sassa, K., Hiura, H. et Fukuoka, H., 1999.** Mechanism of creep movement caused by landslide activity and underground erosion in crystalline schist, Shikoku Island, southwestern Japan. *Engineering Geology*, 53: 311-325.

- Gardner, R. et Walsh, N.**, 1996. Chemical weathering of metamorphic rocks from low elevations in the southern Himalaya. *Chemical Geology*, 127: 161-176.
- Gehlin, S.E.A. et Hellstrom, G.**, 2003. Influence on thermal response test by groundwater flow in vertical fractures in hard rock. *Renewable Energy*, 28: 2221-2238.
- Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follacci, J.P. et Mudry, J.**, 2000. Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapiere landslide (Mercantour massif, southern Alps, France). *Journal of Hydrology*, 229: 138-148.
- Guglielmi, Y., Cappa, F. et Binet, S.**, 2005, Appendix 2. Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (Alpes Maritimes). *Comptes Rendus Geosciences*, 337: 1154-1163.
- Guglielmi, Y., Mudry, J. et Blavoux, B.**, 1998. Estimation of the water balance of alluvial aquifers in region of high isotopic contrast: an example from southeastern France. *Journal of Hydrology*, 210: 106-115.
- Guglielmi, Y., Vengeon, J.M., Bertrand, C., Mudry, J., Follacci, J.P. et Giraud, A.**, 2002. Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (Case study of the La Clapière and Séchilienne alpine landslides). *Bulletin of Engineering Geology and Environnement*, 61: 311-324.
- Guimera, J. et Carrera, J.**, 2000. A comparison of hydraulic and transport parameters measured in low-permeability fractured media. *Journal of Contaminant Hydrology*, 41: 261-281.
- Gunzburger, Y.**, 2004. Rôle de la thermique dans la prédisposition, la préparation et le déclenchement des mouvements de versants complexes. *Thèse, Institut national polytechnique de Lorraine*, Nancy.
- Gunzburger, Y. et Laumonier, B.**, 2002. A tectonic origin for the fold underlying the Clapiere landslide (NW Argentera-Mercantour massif, Southern Alps, France) deduced from an analysis of fractures. *Comptes Rendus Geosciences*, 334: 415-422.
- Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchoff, V. et Guglielmi, Y.**, 2005. Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France). *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42: 331-342.
- Hercod, D.J., Brady, P.V. et Gregory, R.T.**, 1998. Catchment-scale coupling between pyrite oxidation and calcite weathering. *Chemical Geology*, 151: 259-276.
- Holmes, P. et Crundwell, F.**, 1999. The kinetics of the oxidation of pyrite by ferric ions and dissolved oxygen: an electrochemical study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 263-274.
- Igarashi, T., Hataya, R. et Oyama, T.**, 2003. Estimation of pyrite oxidation rate by sulfate ion discharged from a catchment. *Journal of Geochemical Exploration*, 77: 151-165.

- INTERREG1**, 1996. Risques générés par les grands mouvements de versant, étude comparative de 4 sites des Alpes franco-italiennes. Programm France-Italie. *regione piemonte-University J. Fournier*, Grenoble, 207.
- Jarman, D.**, 2006. Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, In Press.
- Jerz, J. et Rimstidt, J.**, 2004. Pyrite oxidation in moist air. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 68: 701-714.
- Jiao, J.J. et Malone, A.W.** 2000. An Hypothesis concerning a confined groundwater zone in slopes of weathered igneous rocks. *Slope hazards and their prevention*, Hong Kong. 165-170.
- Joeckel, R.M., Ang Clement, B.J. et VanFleet Bates, L.R.**, 2005. Sulfate-mineral crusts from pyrite weathering and acid rock drainage in the Dakota Formation and Graneros Shale, Jefferson County, Nebraska. *Chemical Geology*, 215: 433-449.
- Jomard, H., Lebourg, T., Binet, S., Tric, E. et Hernandez, M.**, submitted. Characterization of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying. *Terra Nova*.
- Juif, L.**, 1991. Hydrologie de la haute montagne. Approche du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de Vanoise. *Thèse, Université de Franche-comté*, Besançon, 257.
- Julian, M. et Anthony, E.**, 1996. Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French Riviera, southeastern France. *Geomorphology*, 15: 275-289.
- Keefer, D.K., Wilson, R.C., Mark, R.K., Bradd, E.E., Brown, W.N., Ellen, S.D., Harp, E.L., Wieczorek, G.F., Alger, C.S. et Zatzkin, R.S.**, 1987. Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science*, 238: 921-925.
- Kilchmann, S., Waber, H.N., Parriaux, A. et Bensimon, M.**, 2004. Natural tracers in recent groundwaters from different Alpine aquifers. *Hydrogeology Journal*, 12: 643-661.
- Le Pera, E., Critelli, S. et Sorriso-Valvo, M.**, 2001. Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. *Catena*, 42: 1-15.
- Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., Jomard, H. et Bedoui, S.E.**, 2005, Appendix 1. Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on a part of a deep seated landslide. *Terra Nova*, 17: 399-406.
- Louis, C.L.**, 1974. Introduction à l'hydraulique des roches, Rapport, *Bulletin du BRGM*. 283-356
- Marechal, J.-C., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K. et Touchard, F.**, 2003. Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. *Comptes Rendus Geosciences*, 335-345: 451.

- Maréchal, J.C.**, 1998. Les circulations d'eau dans les massifs cristallins alpins et leurs relations avec les ouvrages souterrains. *Thèse, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*, 295.
- Marechal, J.C. et Etcheverry, D.**, 2003. The use of 3H and 18O tracers to characterize water inflows in Alpine tunnels. *Applied Geochemistry*, 18: 339-352.
- Massei, N., Wang, H.Q., Dupont, J.P., Rodet, J. et Laignel, B.**, 2003. Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. *Journal of Hydrology*, 275: 109-121.
- Mazéran, R. et Féraud, J.**, 1974. Sur la thermoluminescence des quartz filoniens à BPGC du massif de l'Argentera. Mise en évidence du caractère polyphasé de ces minéralisations. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 278: 1147-1150.
- Meijer, A.**, 2002. Conceptual model of the controls on natural water chemistry at Yucca Mountain, Nevada. *Applied Geochemistry*, 17: 793-805.
- Merrien-Soukatchoff, V., Quenot, X. et Guglielmi, Y.**, 2001. Modeling by distinct elements of gravitational toppling mechanism, Application to the modeling of the landslide of La Clapière (Saint-Etienne de Tinée, Alpes-Maritimes). *Revue Française de Géotechnique*, 95/96: 133-142.
- Michard, G., Grimaud, D., D'Amore, F. et Fancelli, R.**, 1989. Influence of mobile ion concentrations on the chemical composition of geothermal waters in granitic areas. Example of hot springs from Piemonte (Italy). *Geothermics*, 18: 729-741.
- Milles, S. et Lagofun, J.**, 2000. Topographie et topométrie modernes, Tome 1: Techniques de mesures et de représentation. *Eyrolles*, France.
- Mudry, J.**, 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. *Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon*, 378.
- Mudry, J.**, 1990. Les courbes flux chimique-débit et le fonctionnement des aquifères karstiques. *Journal of Hydrology*, 120: 283-294.
- Mudry, J., Lastennet, R., Puig, J. et Blavoux, B.**, 1994. Use of natural tracing to understand how an aquifer works. Basic and applied hydrogeological research in French karstic areas. *COST 65*, Brussels, Belgium, 27-53.
- Musumeci, G., Ribolini, A. et Spagnolo, M.**, 2003. The effects of late Alpine tectonics in the morphology of the Argentera Massif (Western Alps, Italy-France). *Quaternary International*, 101-102: 191-201.
- Nelson, N.T., Hu, Q. et Brusseau, M.L.**, 2003. Characterizing the contribution of diffusive mass transfer to solute transport in sedimentary aquifer systems at laboratory and field scales. *Journal of Hydrology*, 276: 275-286.

- Novel, J.P., Ravello, M., Dray, M., Pollicini, F. et Zuppi, G.M.**, 1995. Contribution isotopique (^{18}O , 2H , 3H) à la compréhension des mécanismes d'écoulements des eaux de surfaces et des eaux souterraines en vallée d'Aoste (Italie). *Geogr. Fis. dinam. Quat.*, 18: 315-319.
- Noverraz, F., Bonnard, C., Dupraz, H. et Huguenin, L.**, 1998. Grands glissements de versants et climat, Rapport, *vdf hochschulverlag AG an der ETH*, Zurich. 314 p
- Ours, D.P., Siegel, D.I. et H. Glaser, P.**, 1997. Chemical dilution and the dual porosity of humified bog peat. *Journal of Hydrology*, 196: 348-362.
- Parise, M., Sorriso-Valvo, M. et Tansi, C.**, 1997. Mass movements related to tectonics in the Aspromonte massif (southern Italy). *Engineering Geology*, 47: 89-106.
- Peiffer, S. et Stubert, I.**, 1999. The oxidation of pyrite at pH 7 in the presence of reducing and nonreducing Fe(III)-chelators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 3171-3182.
- Pierrot, R., Picot, P., Feraud, J. et Vernet, J.**, 1982. Inventaire minéralogique de la France (Alpes Maritimes). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris*: 115-148.
- Razafindrakoto, S.**, 1988. Teneurs en isotopes stables des précipitations et des eaux souterraines et leurs variations en France. *Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse*, Avignon, vol.1, 89p -vol.2, 350.
- Reynaud, A.**, 2000. Fonctionnement d'un aquifère karstique décollé sur une semelle de Trias évaporitique, exemple du massif du mont Vial (Arc de Castellane, Alpes-Maritimes). *Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon*, 243.
- Richard, L.**, 2000. A dual origin for the chloride ions of saline waters from crystalline rocks. *Comptes Rendus Géosciences*, 331: 783-788.
- Rutqvist, J. et Stephansson, O.**, 2003. The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering. *Hydrogeology Journal*, 11: 7-46.
- Sacchi, E., Dematteis, A. et Rossetti, P.**, 2004. Past and present circulation of CO_2 -bearing fluids in the crystalline Gran Paradiso Massif (Orco Valley, north-western Italian Alps): tectonic and geochemical constraints. *Applied Geochemistry*, 19: 395-426.
- Sassa, K.** 1989. Special lecture: geotechnical model for the motion of landslides. *5th International Symposium on Landslides*, Lausanne. Rotterdam: A A Balkema. 37-55.
- Scavia, C.**, 1995. A method for the study of crack propagation in rock structures. *Géotechnique*, 45: 447-463.
- Selroos, J.-O., Walker, D.D., Strom, A., Gylling, B. et Follin, S.**, 2002. Comparison of alternative modelling approaches for groundwater flow in fractured rock. *Journal of Hydrology*, 257-275: 174-181.

- Sornette, D., Helmstetter, A., Andersen, J.V., Gluzman, S., Grasso, J.-R. et Pisarenko, V.**, 2004. Towards landslide predictions: two case studies. *Physica Acta: Statistical Mechanics and its Applications*, 338: 605-632.
- Stober, I. et Bucher, K.**, 1999. Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region. *Applied Geochemistry*, 14: 237-256.
- Tang, C.A., Tham, L.G., Lee, P.K.K., Yang, T.H. et Li, L.C.**, 2002. Coupled analysis of flow, stress and damage (FSD) in rock failure. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39: 477-489.
- Toutain, J.P., Munoz, M., Poitrasson, F. et Lienard, A.C.**, 1997. Springwater chloride ion anomaly prior to a $M_L = 5.2$ Pyrenean earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 149: 113-136.
- Tsao, T.M., Wang, M.K., Chen, M.C., Takeuchi, Y., Matsuura, S. et Ochiai, H.**, 2005. A case study of the pore water pressure fluctuation on the slip surface using horizontal borehole works on drainage well. *Engineering Geology*, 78: 105-138.
- Tullen, P.**, 2002. Méthodes d'analyses du fonctionnement hydrogéologique des versant instables., *Thèse, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*, Lausanne, 192.
- Van Asch, T.W.J., Buma, J. et Van Beek, L.P.H.**, 1999. A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, 30: 25.
- Vengeon, J.**, 1998. Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l'étude des ruines de Séchilienne. *Thèse, Université Joseph Fourier*, Grenoble, 180.
- Verbunt, M., Gurtz, J., Jasper, K., Lang, H., Warmerdam, P. et Zappa, M.**, 2003. The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling. *Journal of Hydrology*, 282: 36-55.
- Weisener, C.G., Smart, R. et Gerson, A.R.**, 2003. Kinetics and mechanisms of the leaching of low Fe sphalerite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 823-830.
- Wen, B.P., Duzgoren-Aydin, N.S. et Aydin, A.**, 2004. Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implications for their development and microenvironments. *Environmental Geology*, 47: 140-176.
- White, A.F. et Brantley, S.L.**, 2003. The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chemical Geology*, 202: 479-496.
- White, W.B.**, 2002. Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering Geology*, 65: 85-105.
- Williamson, M. et Rimstidt, J.**, 1994. The kinetics and electrochemical rate-determining step of aqueous pyrite oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 5443-5454.

- Xu, T., White, S.P., Pruess, K. et Brimhall, G.H.**, 2000. Modeling of pyrite oxidation in saturated and unsaturated subsurface flow systems. *Transport in Porous Media*, 39: 25 - 56.
- Zhang, J., Jiao, J.J. et Yang, J.**, 2000. In situ rainfall infiltration studies at a hillside in Hubei Province, China. *Engineering Geology*, 57: 31-38.
- Zhang, X. et Sanderson, D.J.**, 1998. Numerical study of critical behaviour of deformation and permeability of fractured rock masses. *Marine and Petroleum Geology*, 15: 535-548.
- Zuppi, G.-M., Novel, J.-P., Dray, M., Darmendrail, X., Fudral, S., Jusserand, C. et Nicoud, G.**, 2004. Eaux fortement minéralisées et circulations profondes dans le socle. Exemple des Alpes franco-italiennes. *Comptes Rendus Geosciences*, 336: 1371-1385.

ANNEXE I: GEOPHYSICAL SURVEY TO ESTIMATE THE 3D SLIDING SURFACE AND THE 4D EVOLUTION OF THE WATER PRESSURE ON PART OF A DEEP SEATED LANDSLIDE

Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide

T. Lebourg,¹ S. Binet,² E. Tric,¹ H. Jomard¹ and S. El Bedoui¹

¹Labo. Géosciences Azur, UMR 6526, UNSA, 250 r. A. Einstein, 06560 Valbonne, France; ²EA2642 Géosciences: Déformation, Écoulement, Transfert, 16 route de Gray, 25030 Besançon, France

ABSTRACT

Geophysical surveys were conducted on the very unstable front part of the La Clapière landslide in the French Alps (Alpes Maritimes). The electrical resistivity survey was carried out to obtain, for the first time on this deep-seated landslide, 3D information on the slipping surface and the vertical drained faults. Moreover, we planned to follow within time (6 months) the evolution of the saturated zones (presence of gravitational

water) and their percolation into the shearing zones. Our 4D results showed the importance of the complex water channelization within the slope and relation to geological discontinuities.

Terra Nova, 00, 1–8, 2005

Introduction

The understanding of rupture processes involved in deep seated landslides is difficult for two main reasons. The first reason arises from the difficulty in estimating the mechanical and the hydrogeological behaviours of the whole mountain (heterogeneous structure with discontinuities) which is very different from rock samples studied in the laboratory. This is especially important in the upper part of the slope subject to weathering. The second reason items from the necessity of taking into account both the 3D geometry of the phenomenon and the geological discontinuities affecting the mountain slide. The geometry and the structure can be determined only by geotechnical and/or geophysical methods. Although the geotechnical methods allow one to obtain accurate data which locate precisely the substratum, they have high destructive consequences and provide relatively poor total information. Thus, a global interpretation of the structure of the landslide is not easy and sometimes impossible. This is why geophysical methods are employed such as the electrical resistivity tomography method. The main advantages are that it is possible to measure the soil response along continuous (or pseudo-continu-

ous) profiles at the soil surface. We obtained 2D and 3D imagery of the structure with an identification of different zones that can be associated with lithological and/or hydrological characteristics. Nevertheless, these profiles need validation points and/or supporting informations from several complementary approaches (hydrogeology, tectonics, etc.) or methods (seismic reflection and refraction, gravity). Some recent studies have shown that the resistivity method can reveal very important details of the weathered zone, hydrological system and geological structures of the studied area (Robain *et al.*, 1996; Ritz *et al.*, 1999; Jongmans *et al.*, 2000; Sumanovac and Weisser, 2001). However, this method has been rarely used on deep seated landslides because the surface topography can be very irregular and the studied area difficult to reach.

The purpose of this work was to investigate whether the electrical resistivity tomography could provide accurate information on the weathered zones, the slipping surface, the major discontinuities and on the network of drainage in an unstable part of the La Clapière landslide (Alpes Maritimes, France). Even if numerous studies have been carried out on this site (hydrology, geology, tectonics, topography, etc.), no geophysical studies have been made (Follaci, 1987; Ivaldi *et al.*, 1991; Guglielmi *et al.*, 2000). This is why we decided to undertake, for the first time, such a study by applying this approach to the La Clapière land-

slide and more precisely to an active unstable part at the front of the landslide, Fig. 1. This area has been chose because it is more accessible than other unstable parts that we can observe on this landslide, for example, between elevations of 1500 and 1720 m in the south-eastern upper part of the slope.

Moreover, we propose to show in this article the possibility of carrying out a 3D acquisition of the landslide structure and of following evolution of resistivities through time. As shown in previous study (Lebourg *et al.*, 2003) it is possible to refine the interpretation of the piezometric levels and the principal faults structures (drained faults) within a landslide.

We will show in the first part the results of the interpretation of the electrical tomography in 2D and in 3D and this in correlation with hydraulic data and the geological interpretation. In the second part, data are presented on the temporal evolution of the fifth tomographic profile at three different times (4D measurements, example of profile number 6).

Geographical, geological and hydrogeological setting

The la Clapière landslide is a large unstable slope located in the South East French Alps, about 80 km North of Nice. This landslide, which mobilizes a huge volume ($55 \times 10^6 \text{ m}^3$) of metamorphic bedrock (Follaci *et al.*, 1999) is developed on the north side of the Tinee Valley and affects a mountain that rises to 3000 m, occurring

Correspondence: Dr Thomas Lebourg, Labo. Géosciences Azur, UMR 6526, University Nice Sophia-Antipolis, 250 r. A. Einstein, 06560 Valbonne, France. Tel.: 00 33 4 92 94 26 70; fax: 00 33 4 92 94 26 10; e-mail: lebourg@geoazur.unice.fr

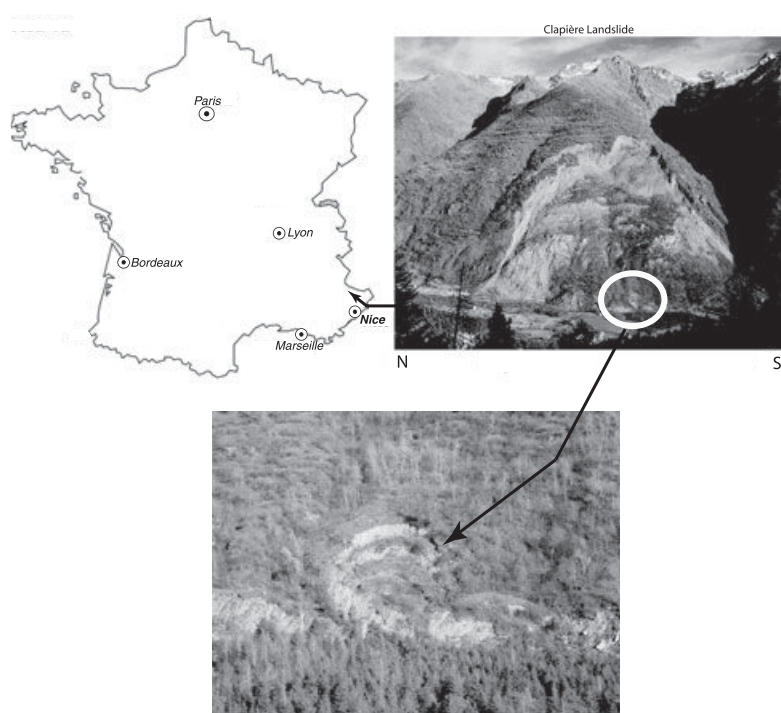


Fig. 1 Location of the study area (Clapière landslide).

between 1100 and 1800 m of altitude (Fig. 1). A large rupture has been observed since the beginning of the last century: in 1936 the wrenching at the top of the landslide was already visible. In the 1970s, the movements became more continuous and the site has been monitored since 1982 (Follaci, 1987, 1999).

The slope of the unstable zone is about 37° , but is not constant along the profile: the lower part of the slope is steeper than the higher part. The change of gradient corresponds to the limit of extension of quaternary glaciers, as frequently occurs in the alpine valleys. The slope can be separated into three entities: a stable internal zone where the foliation has a strong dip varying from 60° to 80° towards the interiors of the slope; a zone dipping towards N030° approximately 200 m thick where foliation is gradually rotated to the horizontal, and the slipped zone where displacements towards the valley are important. The surface of the landslide is quite irregular because of numerous rock-fall accumulations, tilted terraces and internal cracks. In this area, the basement is composed of migmatitic paragneisses (Anelle Formation) and orthogneisses (Iglière

Formation) having a strong Hercynian foliation.

The 'La Clapière' slope itself is affected by a lot of tectonic discontinuities. The major fractures are sub-vertical N20 faults intersecting the whole slope far away from the active landslide and limiting several parallels, a few hundred metres wide, N20 faults. The displacements measured by the monitoring system have also on average a N20 orientation. Thus, it can be suggested that faults play the role of 'guides' localizing landslide deformations and the water drainage.

The main sliding surface is partly outcropping at the foot of the slope. In the rest of the slope, its depth is thought to be approximately 100–200 m but no geophysical study up to date has been devoted to confirm or to weaken this suggestion. Actually, several parts of the landslide are unstable. The more important is located at the south-eastern upper part of the slope, between elevations of 1500 m and 1720 m. In this area we observe a compartment with an estimated volume of 5 millions m^3 which is sliding on a superficial rupture surface and actually overthrusting the remaining of the landslide.

From the hydrogeological point of view, the area is characterized by several springs (perennial and temporary). Some of these springs outflow directly from the basement along faults with various orientations or in the weathered superficial formation. A study of the water chemistry (Guglielmi *et al.*, 2000, 2003) suggests the presence of two main flowpaths in this landslide: (I) deep flow-through fractured gneiss and low permeability Triassic deposits pinched under the foot of the landslide, and (ii) flow through a more permeable fractured basement with a complex flow path. These differences in the landslide drainage can be correlated with the different mechanical behaviours: high speed sliding during snow melting period and slow speeds during low water periods (Follaci, 1999).

The foot of the landslide is another very active area where a rotational landslide is taking place in the fluvio-glacial deposits on top of the gneiss. This zone is structured by north–south faults, which are a local deviation of the major N20 faults, driving the landslide evolution (Figs 2 and 3). The hydrogeological behaviour of the rotational landslide (studied with a hydrogeochemical approach) shows the following general characteristics for the La Clapière: (i) the perennial springs which drain deep flow from the faults and which diverges in the fluvio-glacial deposits which have much higher permeability; (ii) the temporary springs which drain perched saturated zones in the fluvio-glacial deposit (or moraine).

The presence of the perched water table appears to be best developed after periods of high rain, but if these periods of high rain occurs during a period of snow melting, a connection is made between the two water sources, and the potential to trigger the instability becomes more important.

Electrical prospecting and data acquisition

The electrical resistivity tomography is a method widely applied to obtain 2D or 3D high-resolution images of the resistivity variation in a geological system (Griffiths and Barker, 1993; Lebourg and Frappa, 2001). Resistivity contrast analyses make it possible to highlight discontinuities: faults,

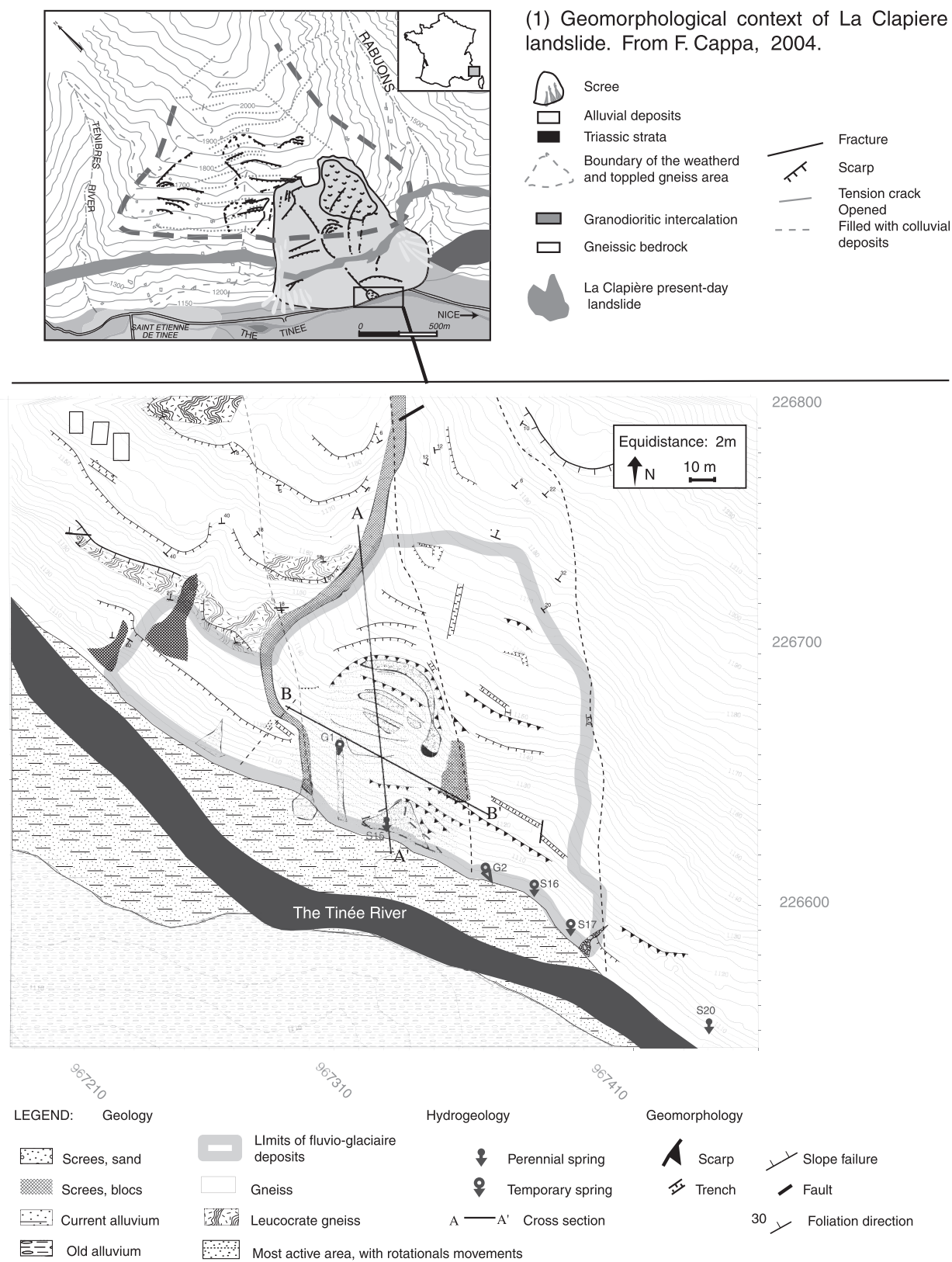


Fig. 2 Geological and geomorphological maps of Clapière landslide and the study area (down part of Clapière landslide).

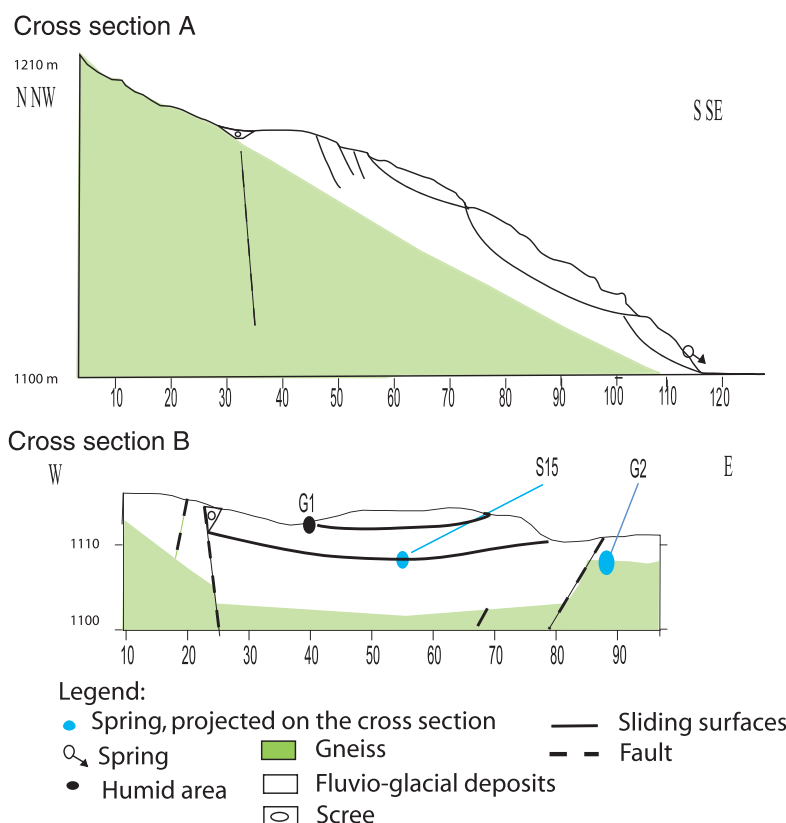


Fig. 3 Cross-sections of the study area (down stage part of the Clapière landslide).

drainage channel systems and structural features. Drainage contrast induced by the lithology of the system (see geological settings), was measured by making a series of measurements over the entire site at regular time intervals.

The electrical methods and experimental protocol

The experiments measurement were undertaken with a multi-electrode 2D device, using 48 electrodes separated by 2 m. We used systematically a pole–pole and dipole–dipole array, with measurement frequency of 4 Hz for about 900 measurements for each profile. The 2D resistivity data were recorded using the Syscal R1 Plus imaging system (IRIS Instrument, France). The data are classically presented in the form of pseudo-sections (Edwards, 1977), which give an approximate picture of the subsurface resistivity. Inversion of the data is required to obtain a vertical true resistivity section through the under-

lying structure (Loke and Barker, 1996). The field data depicted as contoured pseudoresistivity sections were inverted with software program RES_{2D}INV written by Loke (1997). Furthermore, the constraints provided by the topographical variations have been incorporated in the inversion processing.

2D and 3D tomographic data and inverted models

We obtained five parallel electrical tomographic profiles lines in 2D (with topography), of east–west orientation, with a spacing of 10–15 m (Fig. 4). The association of these five parallel profiles allows us to invert the data to obtain a 3D model of resistivity variations in and around the landslide studied. From these data the inversion software RES3D Inv (Loke, 1997) and Slicer Dicer 3.0 were used. Measurement of the evolution of the global resistivity variations was carried out between April 2003 and the middle of July 2003.

Resistivity calibration

The interpretation of electrical tomography profiles in terms of presence or absence of water requires an evaluation and calibration of resistivity values directly on rock samples. These field laboratory measurements allow us to distinguish different ranges of resistivity following the presence or absence of water. Our measurements give us the following indications.

Morainic formations (dry or without water) are characterized by large resistivity variability (from about 500 Ω m to 3000 Ω m). With water the resistivity decreases strongly with increasing water content and is systematically lower than 50 Ω m.

The gneissic substratum is characterized by high resistivity values (higher than 5000 Ω m). The weathered zones of this formation show lower resistivity around 2000–3000 Ω m.

2D results

The five 2D-electrical transverse tomographic profiles obtained in this study are characterized by the same pattern of resistivity. An example is given in Fig. 5a,b. We observe from dipole–dipole array (Fig. 5a) a very large resistivity variability from 20 Ω m to 5500 Ω m with a vertical distribution in two zones. The first, between 0 and 2 m of depth shows resistivity values higher than 3000 Ω m, and below 15 m higher than 700 Ω m. The second, intermediate in depth (between 2 m and 14 m depth) is characterized by very low resistivity (50 Ω m). This strong contrast can be associated with the presence of water and suggests a preferential circulation of water. The fact that this low resistivity zone is vertically limited by high resistivity could be interpreted as a perched watertable. Figure 5b also suggests the presence of vertical resistivity discontinuities that could be associated with drained faults. This suggestion is supported by a very good correlation between the interpreted geophysical data and the outcrop observations (Fig. 3).

3D results

The compilation of the five 2D profiles allowed us to obtain a 3D image of the

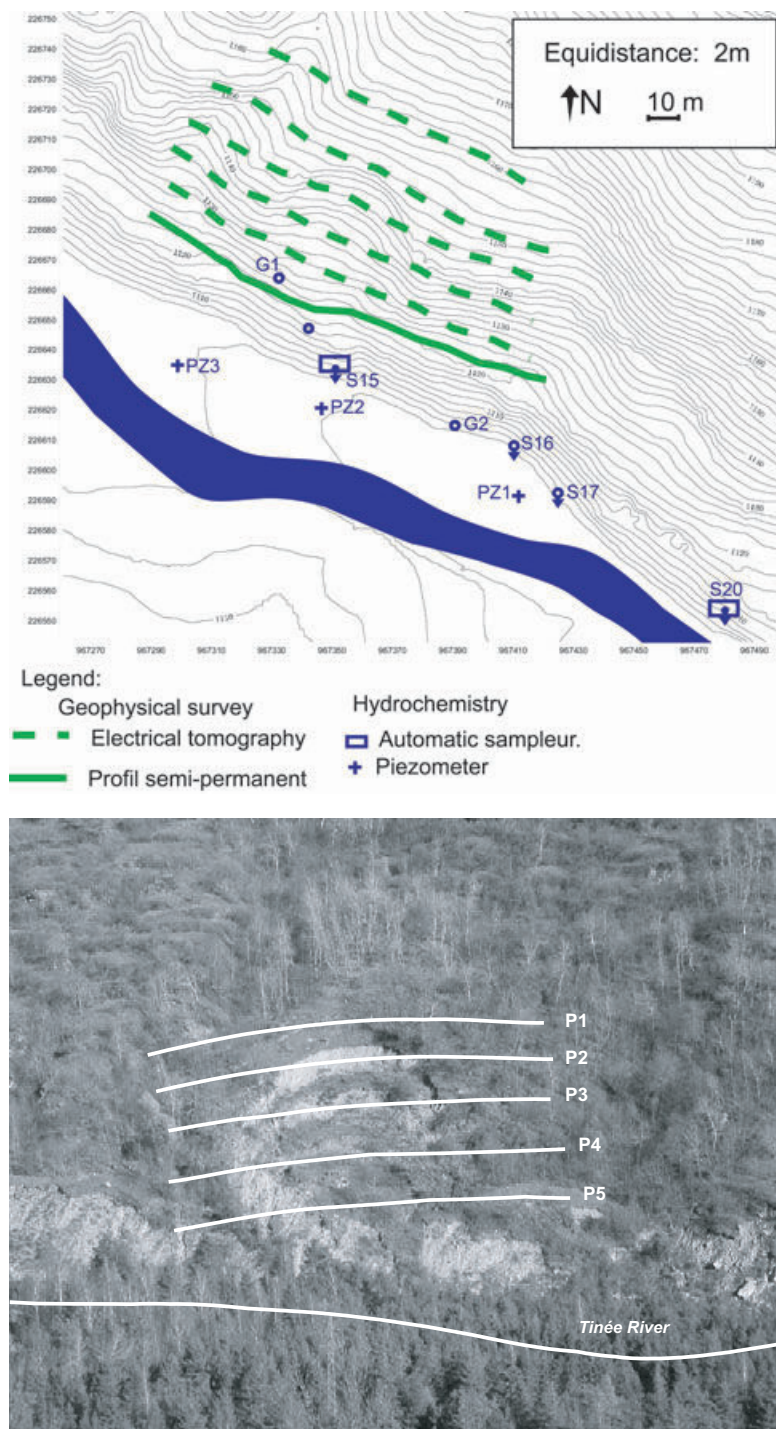


Fig. 4 Location of the five electrical profiles on the Clapière landslide.

study area (Fig. 6a,b). Figure 6a presents the same information previously presented as 2D results (large variability of the resistivity, vertical discontinuities,...). This allows the definition of a 3D structure of the landslide and

gives information about the spatial distribution of the saturated zone. The data set presented in its entirety in Fig. 6a, was subtracting all data more than $50 \Omega \text{ m}$ (Fig. 6b). Two significant features appear: the first

one corresponds to the upper horizontal distribution whose extension covers the sliding surface. This can be interpreted (as was mentioned previously in the section on 2D results) as the 'signature' of the perched watertable and/or as the sliding surface of the studied landslide (with preferential fluid circulation). The second feature is associated with two vertical draining discontinuities intrasubstratum of which one is apparently less draining than the other. The western discontinuity is very well defined and borders the sliding surface. Hence vertical drained discontinuity seems to be a fluid conduit. The second contact is located slightly further away from the sliding surface (approximately 20 m). It is not possible to say if these two vertical discontinuities are connected at depth, but they probably contribute to the dynamic behaviour of this part of the landslide. Moreover, our results suggest a connection between the perched watertable and these draining faults. In order to verify the existence of this connection and assess how it evolves through time, resistivity measurements were carried out from April to July 2003 coupled with hydrogeological data.

4D measurements, example of profile number 6

Guglielmi *et al.* (2000) showed that based on chemical compositions of water it was possible to determine the origin of the water flow-path in the La Clapière landslide. Indeed, the change of water chemistry is the result of mass transfer between interstitial fluids and rock-forming minerals. These mass transfers depend on several parameters involved in weathering processes (temperature, pH and Redox conditions, mineralogical composition, etc.), but also the residence time of water in contact with the mineral. Thus, during periods of low water flow rates, the water coming from the fractured aquifer has an important residence time, the interactions between water and rock are significant, and the signal is strong (Blavoux and Mudry, 1983). However, during a period of rain or snow melting, the consequent high flow rate results in low chemical signal (Table 1). The flow is concentrated

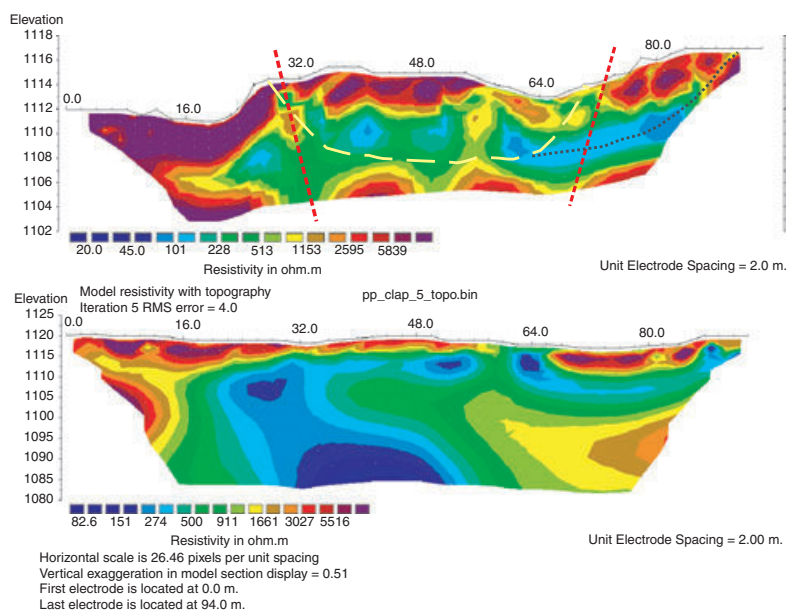


Fig. 5 (a) 2D dipole-dipole array profile no. 5; (b) pole-pole array profile no. 5 of the 16 July 2003. Slip surface and/or perched watertable (long dotted lines); draining contacts (medium dotted lines); probable extension of the slip (short dotted lines).

in the main fractures of the rock mass. The residence time is smaller than the low water period and the interactions between rock and water are not sufficient to generate water with a strong chemical content in the springs (Mudry *et al.*, 1994).

On the 'La Clapière' slope, a part of this infiltrated water shows the foot of the landslide. It has been demonstrated that the sulphate content is a good marker of the infiltration periods in these instable areas (Compagnon *et al.*, 1997; Guglielmi *et al.*, 2000).

We present here the evolution of one resistivity profile through time (no. 5) compared with the hydrogeological rate of flow which has been evaluated by recording the concentration of chemical contents in spring 15, with measurement every 2 days (Table 1 and Fig. 2). The time evolution of the water content records the piezometric level of the spring which is at the base of the slip.

These data were used to obtain Fig. 7a. During the recording period, the three major hydrogeological states during the water content evolution were observed. The first one between 4 April 2003 and 19 May 2003 where the sulphate content is constant around 650 mg L^{-1} . It corresponds to a low water period. Between 19 May 2003 and 4 July 2003 values decrease around 500 mg L^{-1} , linked to the snow melting in the upper part of the slope ($>1800 \text{ m}$). The dilution is important (end of the snow superficial storage) and is delayed by about 20 days between the infiltration period and its effect on the springs (Guglielmi *et al.*, 2002). In the study area, this phenomenon creates a deep arrival of water and creates an increase of pressure in the landslide (Cappa *et al.*, 2004). The last period is after the 5 July 2004 for which the values of the

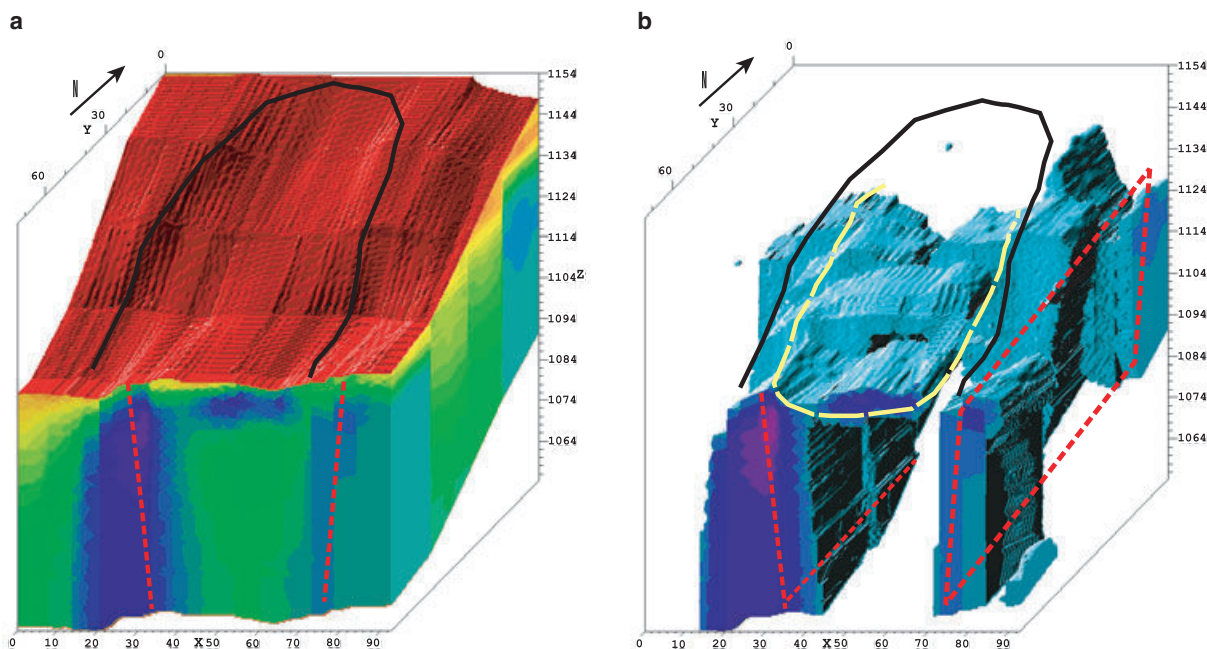


Fig. 6 Landslide limits (continuous feature); slip surface and/or perched watertable (long dotted lines); draining contacts (medium dotted lines). (a) 3D profile obtained from five 2D profiles; (b): same with values of very low resistivity (places probably saturated).

Table 1 Measurements of the composition of the fluid at period of low water content, flood water content and the mean average from March to August 2003

Content (mg L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Balance (%)
Low water content	234	0.04	3	0.1	647	77.4	18	8.8	210	-1.6
Flood water content	40	0.02	4.6	5.2	472	9.4	14	7.0	165	4.4
Mean (between March to August)	160	0.03	3.5	2.5	560	64	16.7	7.5	185	-0.8

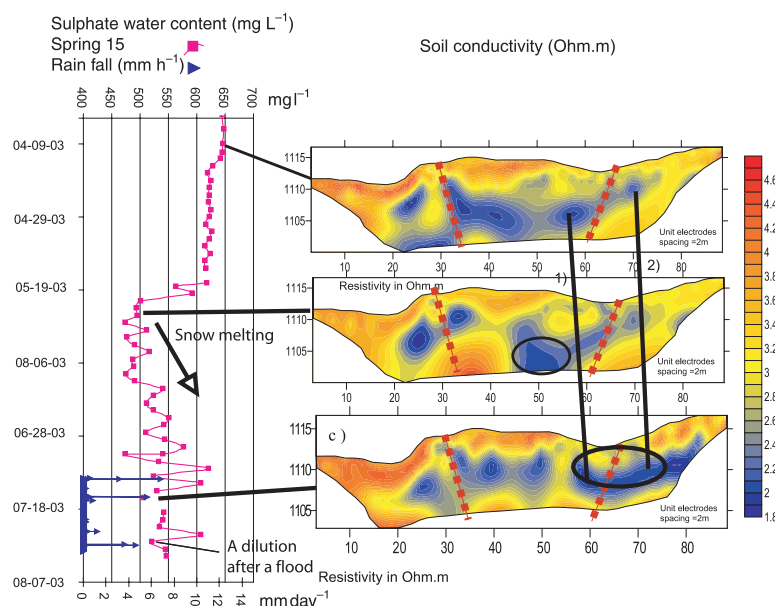


Fig. 7 Comparison of sulphate water content recorded as function of the time (of the 11 April and low profile of the 16 July) (a) in spring 15 with resistivity (log10 resistivity) profile no. 6 obtained at different time. In these profiles the dash line represents discontinuities.

resistivity quickly evolve between 450 and 650 mg L⁻¹; the decreases are correlate with the rain events localized on the sliding area, the spring dilution is quasi-instantaneous after the rain event (< 1 day) because water fell directly on the sliding area and arrived quickly at the spring. These flows occurred in the upper part of the sliding zone and had little influence on the acceleration of the landslide (Cappa et al., 2004).

The west fault is always a draining conduit, the resistivity variations are weak, maybe linked with a regular flow rate of deep water (a spring drains this fault and it is interpreted to be draining deep water). The east fault shows important decrease of resistivity 15 m under the surface. The flood records of 14 July 2003 created flows in the moraine during 4 days (the chemical record shows a dilution over a 4-day period).

We propose that the area is draining superficial flow, infiltrating during the rain event. This remark is confirmed by the temporary spring position. Water flows into the moraine and creates a perched water zone.

Today, the rotational landslide is not connecting with this drain, but might possibly do so in the future. A connection could occur in the future if the drain has an important water volume to evacuate (Fig. 4).

Conclusion

This study enabled us to carry out a 3D resistivity imagery of a landslide body by taking into account the topography. This study made it possible to highlight the sliding surface and the water draining systems of the studied zone. We observe the presence of two vertical draining structures which feed the perched watertable and

the sliding surface. Maximum displacements of the landslides generally follow the snow melt or after major episodes of rain. The temporal follow-up of a resistivity profile vs. hydrogeological data validate this observation. Broadly this study showed that resistivity measurements are a good indicator to evaluate the connection between the distribution and the temporal evolution of groundwater and geological structures. The comparison with hydrogeological data allowed us to evaluate the temporal evolution of this relation and determine the origin of the water in the soil. However, it is not possible to understand with these data the dynamics and the evolution of this landslide. We need 1-year period for this continuous geophysical acquisition. We can now start to rank the importance of different types of flow (deep water, perched water, etc.) contributing to the potential acceleration of the landslide, and overall model constrains on the stability of this zone.

Acknowledgements

This work is supported by the French INSU SAMOA project and RELIEF Project (French Ministry of Research). We acknowledge too Christopher Wiberley for his English review and comments.

References

- Blavoux, B. and Mudry, J., 1983. Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques. *Hydrogéologie*, 4, 269.278.
- Cappa, F. and Guglielmi, Y., 2004. Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France). *J. Hydrol.*, 291, 67.90.
- Compagnon, F., Guglielmi, Y., Mudry, J., Follacci, J.-P. and Ivaldi, J.-P., 1997. Chemical and isotopic natural tracing of seepage waters in an important landslide: example from La Clapière landslide (Alpes-Maritimes, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 565.570.
- Edwards, L.S., 1977. A modified pseudo-section for resistivity and IP. *Geophysics*, 42, 1020.1036.
- Follacci, J.-P., 1987. Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes Maritimes). *Bull. Lab. Ponts Chaussées*, 150.151, 39.54.

- Follaci, J.P., 1999. Seize ans de surveillance du glissement de la Clapière (Alpes Maritimes). *Bull. Lab. Ponts Chaussées*, **220**, 35–51.
- Griffiths, D.H. and Barker, R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *J. Appl. Geophys.*, **29**, 211–226.
- Guglielmi, Y. et al., 2002. Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (Case study of the La Clapière and Séchilienne alpine landslides). *Bull. Eng. Geol. Environ.*, **61**, 311–324.
- Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follaci, J.P. and Mudry, J., 2000. Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière Landslide (Mercantour massif, southern alps, France). *J. Hydrol.*, **229**, 138–148.
- Guglielmi, Y., Vengeon, J.M., Bertrand, C., Mudry, J., Follaci, J.P. and Giraud, A., 2003. Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides). *Bull. Eng. Geol. Environ.*, **61**, 311–324.
- Ivaldi, J-P., Guardia, P., Follacci, J-P. and Terramorsi, S., 1991. Plis de couverture en échelon et failles de second ordre associés à un décrochement dextre de socle sur le bord nord-ouest de l'Argentera (Alpes-Maritimes, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, **313**, 361–368.
- Jongmans, D., Hemroulle, P., Demanet, D., Renardy, F. and Vanbrabant, Y., 2000. Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides. *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.*, **5**, 75–89.
- Lebourg, T. and Frappa, M., 2001. Mesures géophysiques pour l'analyse des glissements de terrain. *Revue Française de Géotechnique. Numéro spécial consacré aux "mouvements de versant"*, **96**, 33–40.
- Lebourg, T., Tric, E., Guglielmi, Y., Cappa, F., Charmoille, A. and Bouissou, S., 2003. *Geophysical Survey to Understand Failure Mechanisms Involved on Deep Seated Landslides*. EGS, Nice.
- Loke, M.H., 1997. Res2DINV software user's manual.
- Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996. Rapid least square inversion of apparent resistivity pseudosection by a quasi Newton method. *Geophys. Prospect.*, **44**, 131–152.
- Mudry, J., Lastennet, R., Puig, J. and Blavoux, B., 1994. *Use of natural tracing to understand how an aquifer works. Basic and applied hydrogeological research in French karstic areas*. COST 65, Brussels, Belgium, pp. 27–53.
- Ritz, J.C., Parisot, S., Diouf, A., Beauvais, F., Dione, F. and Niang, M., 1999. Electrical imaging of lateritic weathering mantles over granitic and metamorphic basement of eastern Senegal, West Africa. *J. Appl. Geophys.*, **41**, 335–344.
- Robain, H., Descloitres, M., Ritz, M. and Yene Atangana, Q., 1996. A multiscale electrical survey of a lateritic soil system in the rain forest of Cameroon. *J. Appl. Geophys.*, **34**, 237–253.
- Sumanovac, F. and M. Weisser, 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *J. Appl. Geophys.*, **47**, 13–28.

Received 08 June 2004; revised version accepted 09 December 2004

**ANNEXES II: COUPLING BETWEEN HYDROGEOLOGY
AND DEFORMATION OF MOUNTAINOUS ROCK SLOPES:
INSIGHTS FROM LA CLAPIÈRE AREA (SOUTHERN ALPS,
FRANCE)**



Available online at www.sciencedirect.com



C. R. Geoscience 337 (2005) 1154–1163



<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Surface Geosciences (Hydrology–Hydrogeology)

Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (southern Alps, France)

Yves Guglielmi^{a,*}, Frédéric Cappa^a, Stéphane Binet^b

^a UMR 6526 Géosciences Azur, CNRS–UNSA–IRD–UPMC, 06560 Sophia Antipolis, France

^b EA 2642 Géosciences, université de Franche-Comté, 25030 Besançon, France

Received 27 April 2004; accepted after revision 20 April 2005

Available online 20 July 2005

Written on invitation of the Editorial Board

Abstract

Meteoric infiltration influence on large mountainous rock slopes stability is investigated by comparing hydrogeologic and gravitational structures from detailed mapping of the ‘La Clapière’ slope. The slope infiltrated waters are trapped in a perched aquifer that is contained in deposits inside tensile cracks of the upper part of the slope. Flow rates of 0.4 to 0.8 l s^{−1} from the perched aquifer to the landslide cause landslide accelerations. Numerical modeling shows that a 0.75 l s^{−1} infiltration yield increases conditions for toppling with failure through tilting of large rock volumes from the perched aquifer bottom down to the foot of the slope. **To cite this article:** Y. Guglielmi et al., C. R. Geoscience 337 (2005).

© 2005 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

Résumé

L’influence des précipitations sur la stabilité des grands versants montagneux rocheux est analysée par la comparaison entre une cartographie détaillée de l’hydrogéologie et des structures gravitaires du versant de « La Clapière ». Les eaux s’infiltrant jusqu’à un aquifère perché, piégé dans les remplissages des crevasses en partie supérieure de la pente. Des débits de 0,4 à 0,8 l s^{−1} s’infiltrant depuis cet aquifère dans le glissement, provoquant les accélérations de celui-ci. Des simulations numériques montrent qu’un débit de 0,75 l s^{−1} suffit à accroître la rupture par basculement de volumes rocheux importants depuis la base de l’aquifère perché jusqu’en pied du versant. **Pour citer cet article :** Y. Guglielmi et al., C. R. Geoscience 337 (2005).

© 2005 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

Keywords: Toppling; Hydromechanical coupling; Gravitational; Modelling; Long-term

Mots-clés : Basculement ; Couplage hydromécanique ; Gravitaire ; Modélisation ; Long terme

* Corresponding author.

E-mail address: guglielmi@geoazur.unice.fr (Y. Guglielmi).

Version française abrégée

1. Introduction

L'augmentation de la pression hydrostatique est un facteur déclencheur et accélérateur des grands mouvements de versants rocheux [15]. Cependant, l'hydrogéologie de ces versants, en particulier celle de la zone basculée décomprimée qui peut s'étendre profondément dans la pente, est mal connue [13]. Les couplages entre hydrogéologie et stabilité des grands volumes rocheux sont aussi très complexes, puisqu'ils résultent à la fois de relations « directes » entre pression et déformation des pores de la roche et de relations « indirectes », correspondant à des changements des propriétés du milieu [16]. Une première tentative d'analyser ces effets couplés est présentée dans ce papier. Elle repose sur des relevés in situ des indices gravitaires et hydrogéologiques, sur la corrélation entre débits infiltrés des précipitations et vitesses de déplacement du versant, et sur une approche par modélisation numérique 2D des couplages hydromécaniques.

2. Les déformations gravitaires du versant de La Clapière

Le versant de La Clapière se situe en bordure nord-ouest du massif cristallin de l'Argentera Mercantour. Il est découpé par trois familles de failles N010°E–N030°E, N080°E–N090°E et N110°E–N140°E, avec des pendages d'environ 90° (Fig. 1). La foliation des gneiss présente un pendage de l'ordre de 20° dans la zone altérée superficielle située entre 1700 et 2000 m d'altitude. Le glissement actuel (volume de 60 millions de mètres cube) est limité vers le haut, à 1600 m d'altitude, par un escarpement de 120 m de hauteur et de 800 m de large. À sa base, il recouvre les alluvions de la Tinée sur 1 km de large (Fig. 1a). La masse en mouvement se compose de trois compartiments : le glissement principal (volume central), qui se déplace de 45 à 90 cm an⁻¹ selon la surface de rupture, le compartiment supérieur nord-est, qui se comporte comme un glissement de blocs et qui vient napper le glissement principal avec une vitesse de 100 à 380 cm an⁻¹, et le compartiment supérieur nord-ouest, non circonscrit par une surface de rupture qui subit un mouvement de basculement de 20 à 70 cm an⁻¹ (Fig. 1b). La surface de rupture se situe à environ 100–200 m de pro-

fondeur (Fig. 1c). Le glissement actuel de La Clapière est emboîté dans un mouvement fossile beaucoup plus large, qui se caractérise par un réseau de crevasses et d'escarpements pluri-hectométriques localisés entre 1700 et 2100 m d'altitude. Ces structures ont été générées dans le prolongement des grandes failles qui affectent toute la hauteur du versant par basculement de la partie supérieure de celles-ci au cours de trois grandes périodes : 11 000 ans (déglaçiation de la vallée de la Tinée), 7000 ans et 3000 ans [3].

3. Déformations gravitaires et hydrogéologie du versant

L'hydrogéologie du versant est marquée par la présence de réservoirs emboîtés (Fig. 1a et c). Le glissement actuel est un réservoir rocheux très perméable, dont les fractures déformées par le mouvement présentent des ouvertures pluricentimétriques. Il est drainé, au niveau de la vallée de la Tinée, par les sources pérennes 14, 15, 16 et 20, d'un débit total de 0,95 à 2,35 l s⁻¹, toutes situées dans l'axe d'une zone de faille N010°E, qui coupe le glissement en son centre (Fig. 1a). Dans la zone décomprimée supérieure du versant, le réseau de crevasses avec leur remplissage de colluvions constitue un réseau de petits réservoirs dont les perméabilités sont estimées entre 10⁻² et 10⁻³ m s⁻¹ (Fig. 1d). Ces crevasses sont plus ou moins saturées en eau et sont drainées en permanence entre 1650 et 1400 m d'altitude par les sources 4, 5, 11 et 12, d'un débit total de 0,2 à 1 l s⁻¹. La zone faiblement décomprimée située en profondeur dans le versant affleure localement au fond des vallées, sous l'altitude 1400 m. Il s'agit d'un réservoir rocheux fracturé, de perméabilités faibles, comprises entre 10⁻⁸ et 10⁻⁹ m s⁻¹. Aucune source n'a été repérée émergeant de cette zone.

L'activation du mouvement actuel de La Clapière se produit dans les années 1950–1955 (Fig. 2a). Il y a ensuite une augmentation constante et non linéaire des vitesses jusqu'au pic de 6 m an⁻¹, en 1987. Après 1987, les vitesses annuelles diminuent sensiblement et présentent de fortes oscillations interannuelles. Les années 1950–1955 sont marquées par des épisodes de précipitations exceptionnelles, qui ont donné lieu à des crues dévastatrices de la Tinée. Ces épisodes pourraient être à l'origine du déclenchement du mouvement. Cependant, il apparaît que d'autres épisodes de

précipitations majeurs (années 1922 et 1926) ne produisent pas d'effet sur le versant. De même, le pic de vitesses de 1987 ne se corrèle pas avec un épisode de précipitations exceptionnelles. Après 1987, les fluctuations de vitesse se corrèlent avec les précipitations annuelles [7]. À l'échelle de l'année 1999, il a été montré que les accélérations du mouvement sont synchrones des épisodes d'infiltration d'automne et de printemps, dont les débits varient de 0,7 à 2,8 l s⁻¹ (Fig. 2b, [5]).

4. Modélisation

Deux calculs couplés hydromécaniques ont été menés avec UDEC [6] pour évaluer les effets des infiltrations, à deux stades de déformation du versant : le stade de pré-rupture, correspondant aux années 1920 à 1987, et l'état actuel, avec le déplacement d'une masse rocheuse importante, selon une surface de rupture située à 100 m de profondeur et de pendage 28° vers la vallée (Fig. 3a et b). La géométrie initiale du versant comporte les failles verticales majeures cartées sur le terrain et un réseau de joints sub-horizontaux pour figurer très schématiquement la foliation des gneiss. Une nappe perchée est simulée entre 1500 et 2000 m d'altitude. Les tests consistent à étudier les déplacements induits par une infiltration de 0,75 l s⁻¹ à 1900 m d'altitude. Dans la simulation pré-rupture, les pressions hydrostatiques dans la nappe perchée varient de 0 à 1 MPa (Fig. 3a). Les déplacements induits affectent tout le versant et principalement la zone située entre 1100 et 1900 m d'altitude. Un bombement se produit à la suite de déplacements horizontaux ou dirigés vers le haut, compris entre 0,1 et 1,3 m. Au-dessus de 1900 m, il se produit un affaissement, avec des déplacements plus faibles, de l'ordre de 0,05 m. Les mêmes résultats apparaissent avec la simulation post-rupture (Fig. 3b). Cependant, les pressions hydrostatiques et les déplacements induits sont plus faibles, car la rupture en pied de versant « améliore » le drainage de celui-ci. L'orientation des déplacements parallèle à la surface de rupture traduit la prédominance du mécanisme de glissement dans cette zone.

5. Conclusion

Le glissement actuel de La Clapière correspond à la réactivation d'un mouvement ancien de basculement

de colonnes de roches de 150 à 200 m d'épaisseur, limité par les failles majeures du versant (Fig. 4a). Ce basculement a généré des structures en crevasses, dans lesquelles les dépôts de pente ont été piégés. Ces remplissages constituent des réservoirs aquifères interconnectés, qui contiennent une nappe perchée en partie haute et médiane de la pente. Les variations de pression hydrostatique de cette nappe accentuent le phénomène de basculement jusqu'à la rupture générale. Dans le cas de La Clapière, la rupture se produirait en 1987 (Fig. 4b, [7,19]). Les calculs numériques montrent qu'une infiltration modérée (de l'ordre du débit moyen interannuel) dans cette nappe perchée suffit à déstabiliser l'ensemble du versant. Après la rupture, la surface ainsi créée et la forte déstructuration de la masse mobilisée favorisent le drainage du versant (Fig. 4c). Il en résulte un abaissement des pressions hydrostatiques, qui induit une diminution des vitesses des mouvements. Ce modèle de couplage entre hydrogéologie et déstabilisation d'une pente rocheuse se retrouverait à différents stades d'évolution sur d'autres mouvements [1,2,4,12,14,18]. Les chroniques de mesures existantes à La Clapière tendraient à montrer que cette évolution se déroule sur un cycle d'au moins 2000 à 3000 ans. Il apparaît que la présence d'eau perchée dans les parties supérieures pré-déstabilisées des grandes fractures d'un versant rocheux augmente fortement les conditions de rupture par basculement.

1. Introduction

In the case of large gravitational mountainous rock slopes, water pressure elevation is one of the major factors triggering and increasing slope instability [15]. We address the problem of how to link localized hydromechanical (HM) effects with generalized slope destabilization, and to estimate what kind of infiltration event can produce sufficient HM non-reversible deformations [11]. First, the hydrogeology of the uncompressed zone that can extend deep in the slopes is not well known, except the fact that such a structural zone can allow high-yield groundwater flows parallel to the slope [13]. Second, couplings correspond to complex mechanisms. 'Direct' couplings occur through deformation and pore-fluid interactions and 'indirect' couplings imply changes in material properties [16]. It is obvious that such a detailed inves-

tigation is hard to conduct in large-scale dangerously moving media. We present in this paper a first attempt to analyse couplings between hydrogeology and stability, taking the example of the well-documented La Clapière landslide (France). Our study relies on a very detailed field mapping of geometrical relationships between hydraulic and gravitational structures of the slope and of time relationships between the current landslide velocities and precipitation. Then, a 2D HM numerical model is used to discuss our field results.

2. The La Clapière slope gravitational deformation

The La Clapière slope is situated at the north-western edge of the Argentera–Mercantour metamorphic unit (Fig. 1). This basement unit underwent polyphased tectonic deformations during Variscan and Alpine orogeneses [9]. The foliation of the La Clapière slope dips gently (less than 20°) either to the northeast or to the southwest [9]. Between 1700- and 2200-m elevations, metamorphic rocks are weathered in a zone from 50- to 200-m thick. Three sets of faults can be distinguished, trending N010°E–N030°E, N080°E–N090°E, and N110°E–N140°E, with nearly vertical dips (Fig. 1).

The landslide rock mass (estimated volume about 60 million cubic metres) overlaps the Quaternary alluvial deposits of the Tinée River (Fig. 1a). At the top of the landslide is a 120-m-high scarp that extends over a width of 800 m at an elevation of 1600 m. The landslide itself is divided into three main compartments, limited by pre-existing faults (Fig. 1b). Based on cross-sectional geometry, the depth of the failure surface may not exceed 100 to 200 m (Fig. 1c). The main central volume is bounded by the main failure surface. It moves downward at a velocity of 45 to 90 cm yr^{-1} towards directions N010°E and N115°E. The upper northeastern compartment (5-million-cubic-metre volume) behaves like a block landslide sliding along its own failure surface and overlapping the main landslide, with downward velocities of 100 and 380 cm yr^{-1} . The upper northwestern compartment is bounded to the south by the 150-m-high scarp of the main landslide failure surface and to the north by a 50-m-high scarp. This compartment behaves like a fractured rock mass, with active tension

cracks and velocities ranging from 20 to 70 cm yr^{-1} . It is not certain that this compartment should be included in a failure surface at the present time. The present-day La Clapière landslide is nested in a larger unstable slope which has been active (Fig. 1). This unstable slope is characterized by extensional deformation structures like large tension cracks and several meters high downhill scarps located between 1700- and 2100-m elevations. These landforms involve displacements along penetrative pre-existing tectonic joints consistent with gravitational movements that could be linked to a general toppling of the upper part of large rock columns bounded by major penetrative faults. Tension cracks correspond to a metre-scale horizontal opening of the superficial part of the faults that induce a 10- to 50-m-deep trench. Scarps correspond to shear displacements with a vertical throw ranging from 1 to 50 m. These movements occurred during three main pulses 11 000 years ago, 7000 years ago and 3000 years ago [3].

3. Gravitational deformations and slope hydrogeology

Three nested discontinuous fractured reservoirs characterize the slope hydrogeology. Water flows into fractures whose openings depend on the depth and on the gravitational structures of the slope. Gneisses can be considered as impervious [5]. The current landslide can be taken as a highly permeable fractured reservoir, because the displacements induce the formation of large pores inside opened fractures, breccias and blocks. The landslide is drained at its foot by a group of perennial springs (springs 14, 15, 16, 20 in Fig. 1a) with a total discharge comprised between 0.95 and 2.35 l s^{-1} . The springs rise at the bottom of a major N010°E-trending major fault zone that cuts the middle part of the main landslide. A perennial spring (spring 1) rises at the foot of the northeastern compartment at elevation 1550 m, and has a discharge between 0.3 and 0.9 l s^{-1} . After long precipitation periods, some temporary springs (springs T1 to T3) rise around 1550- to 1650-m elevation along faults or at the bottom of major tension cracks filled with colluvial deposits (spring T4). All the streams that originate from the springs located in the upper part of the landslide are interrupted a few hundred metres

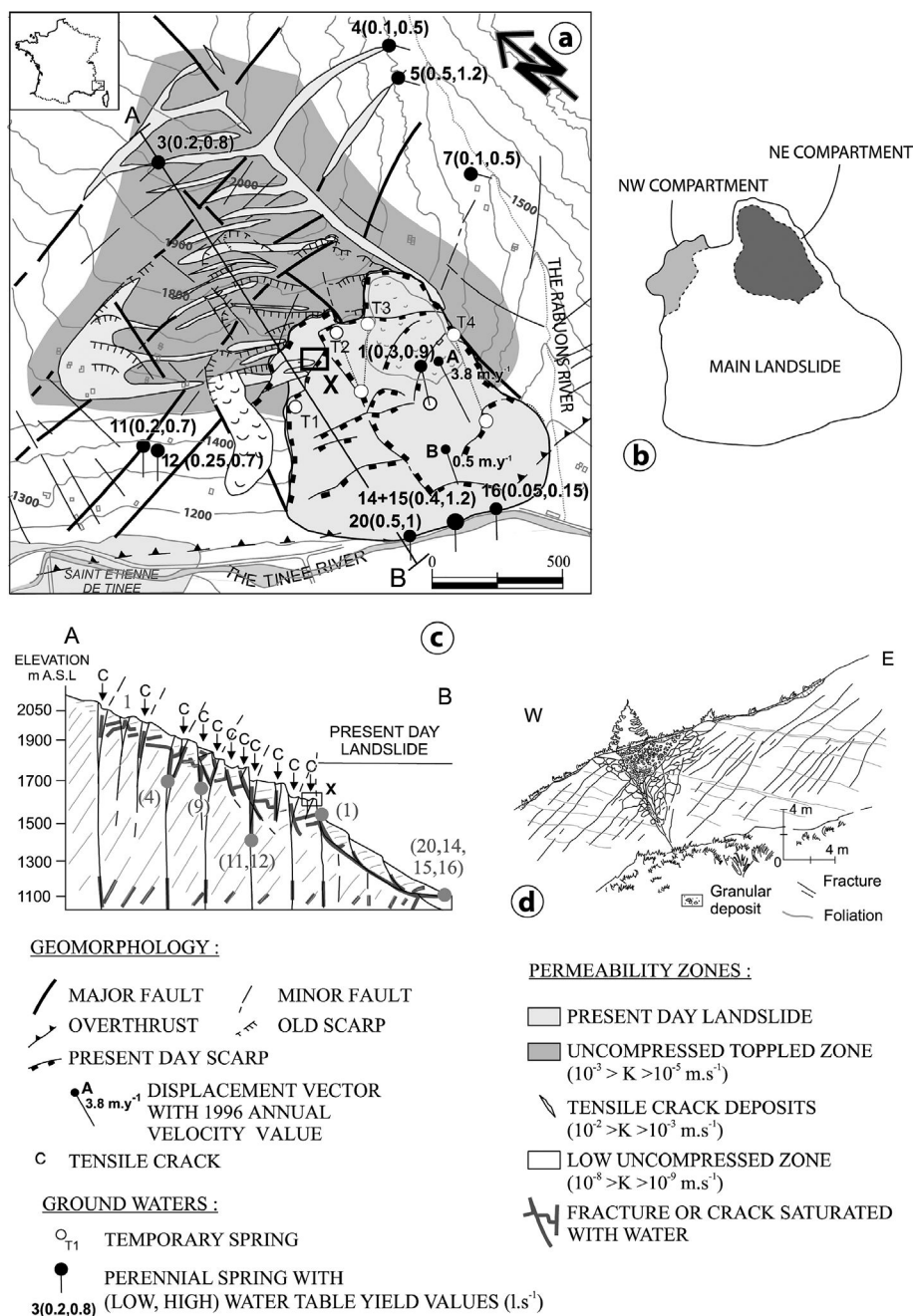


Fig. 1. (a) Geostructural, hydrological and landslide context, (b) landslide compartments, (c) hydrogeological cross section, (d) field observation of a tensile crack filled with superficial deposits.

Fig. 1. (a) Contexte géostructural, hydrogéologique du glissement de terrain, (b) compartiments composant le glissement, (c) coupe hydrogéologique, (d) observation d'une crevasse en tension remplie de dépôts superficiels.

downstream. This means that all the waters infiltrate in the main landslide. Outside the landslide, the slope can be divided into a decompression toppled zone and a low uncompressed zone at depth. The decompression toppled zone is a highly fractured area where tension cracks create linear drains, with estimated permeabilities ranging between 10^{-2} and 10^{-3} m s^{-1} (permeability estimations are done from analytic interpretations of the yield variations of springs using Goodman's formula [8]). Many of the cracks are filled with colluvial deposits, which constitute small reservoirs with an interstitial porosity. These tiny reservoirs are interconnected via the tension-crack network. It is possible to look in detail at colluvium filled cracks, because some of them are cut by the present-day La Clapière main scarp (for location see black rectangle X near the spring T2 in Fig. 1a). Typically, the filling has a 4- to 20-m-wide triangular geometry and an average of 500-m length (Fig. 1c and d). It consists of blocks of various sizes whose arrangement defines rough bedding. The bedding is warped, showing that sedimentation occurred while gravitational movement was active. The deepest part of the filling often consists of very thin deposits of a buried soil that collapsed when the tensile crack was formed. Blocks and sands that can be found in the upper part of the deposits come from the fractured edges of the crack and from glacial deposits that previously covered the slope. The crack extends inside the slope, because it is the superficial reactivation of a tectonic fault. Depending on the places, the colluvial fillings can be completely dry or can be drained by a perennial spring (springs 3, 4 and 5 in Fig. 1a). In the first case, water infiltrating in the colluvial deposits is drained deeper in the slope through the underlying tectonic fault. In the second case, water is trapped in the filling because the basal buried soil is locally impervious. The interconnection of the fillings creates a perched perennial saturated zone that could explain the presence of springs in the upper part of the slope between 1650 and 1400 m in the Tinée Valley slope (springs 11 and 12 with a discharge ranging between 0.1 and 0.4 l s^{-1}) and in the Rabuons Valley (springs 4, 5, and 6, with a discharge ranging between 0.1 and 0.6 l s^{-1}). The low uncompressed part of the slope is outcropping on the Rabuons, the Tenibres and the Tinée River banks below the elevation 1400 m. This zone is fractured by major tectonic joints and can be considered as a relatively low-permeability fissured

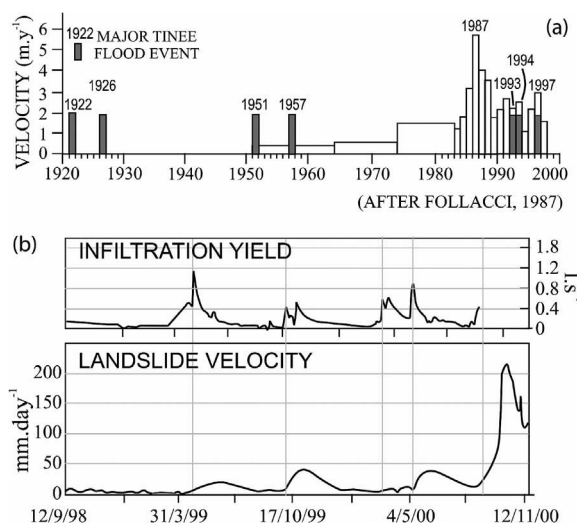


Fig. 2. (a) Long-term comparison between La Clapière landslide velocity and Tinée River major flood events (after [7], modified); (b) Correlation between infiltration and velocity variations at the year scale.

Fig. 2. (a) Comparaison sur le long terme entre vitesse du glissement de La Clapière et les événements majeurs de crue de la rivière de la Tinée (d'après [7], modifié); (b) Corrélation entre infiltration et variations des vitesses à l'échelle de l'année.

reservoir (10^{-8} to 10^{-9} m s^{-1} , data from neighbouring tunnels inflows interpretation [13]). There is continuity between the joints and the tensile cracks mapped in the uncompressed toppled zone. No springs were mapped coming from this zone.

In order to characterize long-term coupling between hydrology and stability of the slope, we compared historic records of Tinée River flooding (French Ministry of Agriculture database) to landslide annual velocities (French Ministry of Equipment database) since 1920 (Fig. 2a). The activation of the current La Clapière movement begins around the years 1950–1955. From 1951 to 1987, there is a steady non-linear velocity increase up to a 6 m yr^{-1} peak. After 1987, there is a small decrease in velocities that show annual variations ranging between 4 and 2 m yr^{-1} . During the 1920–1999 period, there are Tinée major flood events corresponding to major precipitation events that caused numerous damages to the valley landscape. Clearly, La Clapière movement triggering fits with 1951–1957 major floods. However, 1922 and 1926 flood events did not cause any slope destabilization, and the 1987 velocity peak does not correspond with

any major flood event. For the 1987 to the current period, speed fluctuations roughly fit with annual precipitation fluctuations [7]. At the year scale and for recent years (since 1998), a reconstitution was performed using hydrogeochemistry of spring waters [5]. Cappa et al. [5] show that the spring-water chemical signal presents transient changes occurring directly after precipitation events. From water chemical signal, the amounts of infiltration yields were inferred. There are two main infiltration peaks that correlate with long-duration moderate precipitation amounts (for example, 426 mm/30 days during the 03/1999 period) or with short duration high precipitation amounts (for example, 122 mm/2 days during the 18–22/10/1999 period). For a 0.6-km² infiltration area, such amounts correspond to precipitation yields respectively ranging from 0.7 to 2.8 l s⁻¹. Landslide velocity curves show accelerations that range from 0.02 to 0.25 mm day⁻¹ (Fig. 2b), synchronous with the infiltration peak periods. Velocity curves have an asymmetric shape with a rapid rise synchronous with the increasing part of the infiltration yield curve (main groundwater infiltration) and a slow decrease synchronous with the decreasing and the drying-up part of the infiltration yield curve (slope drying-up). The duration of acceleration periods is about the same as for infiltration periods.

4. Modelling couplings

We performed two parametric simulations with the UDEC code [6] in order to estimate water infiltration influence during the initial 1951–1987 behaviour of the slope and during the current post-1987 seasonal behaviour of the slope. The UDEC numerical code calculates the bi-dimensional effects of stress on fluid flow, and allows conversely large finite displacements/deformations of a fractured rock mass under pressure loading [6]. We considered a vertical cross-section oriented NE–SW, perpendicular to the topographic surface and extending from the slope crest (2600 m asl) to the Tinée Valley (1100 m asl). In the first test (Model A), only pre-existing fractures were taken into account (Fig. 3a). In the second test (Model B), a 28°-dipping failure surface was set at the foot of the slope (Fig. 3b). We considered for both tests nine discrete penetrative vertical fractures that represent the major faults mapped on the site. So as to hy-

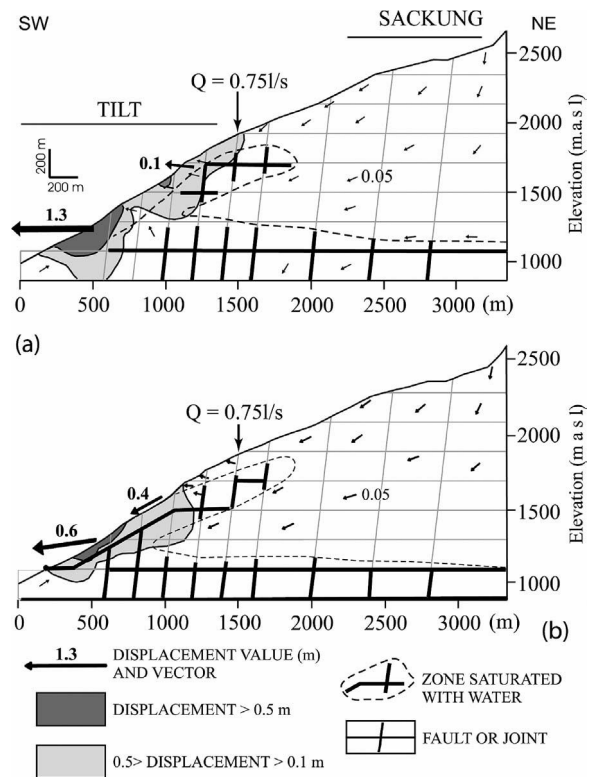


Fig. 3. Results of coupled hydromechanical modelling: (a) Model 'A', only with pre-existing faults; (b) Model 'B', with pre-existing faults and a 28°-dipping failure surface.

Fig. 3. Résultats de la modélisation couplée hydromécanique : (a) Modèle 'A' seulement avec les failles préexistantes, (b) Modèle 'B' avec les failles préexistantes et une surface de rupture inclinée de 28°.

draulically connect faults between them and to approximate foliation plane geometry, horizontal joints were included in the model. The grid point is made up of triangular mesh elements whose sides are 100 m. This cross-section is constrained by no bottom vertical and no lateral displacements boundary conditions, and, by impervious hydraulic boundary conditions. Rock matrix mechanical behaviour is taken as linearly elastic and isotropic. Faults are assumed to behave according to an elasto-plastic law with the Mohr–Coulomb failure criterion (Table 1). Fault and matrix mechanical and hydraulic parameters are deduced from laboratory and field measurements (Table 1) [5,10]. Parameters are the same for the two tests.

The perched saturated zone is simulated, affecting a locally zero permeability at fault segments corre-

Table 1
Hydromechanical properties of rock matrix and fractures
Tableau 1
Propriétés hydromécaniques de la matrice rocheuse et des fractures

Rock matrix	Gneiss	Alluvium
K (Pa)	5.3×10^{10}	2.9×10^9
G (Pa)	2.5×10^{10}	1.3×10^9
d (kg m^{-3})	2200	1500
Fractures	Vertical faults	Horizontal joints
Jk_n (Pa m^{-1})	1.8×10^{10}	1.8×10^{10}
$Jk_s = Jk_n/10$ (Pa m^{-1})	1.8×10^9	1.8×10^9
J_{fric} ($^\circ$)	30	30
$a_{\text{zero}}/a_{\text{res}}$ (m)	$1 \times 10^{-3}/1 \times 10^{-4}$	$1 \times 10^{-3}/1 \times 10^{-4}$

K : Bulk modulus; G : shear modulus; d : matrix density; Jk_n : fracture normal stiffness; Jk_s : fracture shear stiffness; J_{fric} : fracture friction angle; $a_{\text{zero}}/a_{\text{res}}$: range of variation of fracture aperture.

sponding to the basal boundary of this zone (dashed line between 1500- and 2000-m elevation; Fig. 3). We performed a static hydromechanical calculation with steady-state flow without consideration of the time (only initial and final calculated equilibrium solutions are compared). The cross-section is first consolidated to gravity until stress and displacements are numerically stabilized (Stage 1). Second, initial groundwater conditions were simulated in the basal saturated zone (Stage 2). No interstitial pressure was set in the perched saturated zone. Then, a 0.75 l s^{-1} effective infiltration (this value is reported to the average length of a tensile crack reservoir, which is 500 m) is simulated in the slope at 1900-m elevation (Stage 3) (Fig. 3). On the cross-section, we plot maximum displacements induced by the hydraulic loading of Stage 3 (Fig. 3). These plotted displacements correspond to the end of the calculation when the hydromechanical state is stabilized.

In the initial slope case (Model A, Fig. 3a), final calculated pressures are 1 MPa in the perched aquifer. In the basal aquifer, a 0.5-MPa piezometric bump extends from 300 to 1500 m along the x -axis. The maximum calculated values of displacement vector are located between the foot of the slope at 1100 m and the middle part of the slope at 1900 m. This strain zone extends from 50 to 400 m inside the slope. Displacements values vary between 0.1 m and 1.3 m in this zone. High water pressures compared to the hydrostatic pressures are situated in two distinct zones that hydraulically communicate with each other:

a basal 500-m thick zone with interstitial pressures ranging between 0 and 5 MPa, and a perched 200-m thick zone with interstitial pressure ranging between 0 and 2-MPa. In the middle part of the slope, there is swelling with vectors dipping towards the top linked with mechanical opening of fractures under pressure increase in the perched saturated zone. In the upper part of the slope, there is a lowering generally called ‘sacking’ [1] with vertical vectors dipping.

The same results are observed in the current slope case (Model B, Fig. 3b). Pressure values are less important and the saturated zones are less extended inside the slope. This means that the slope is better drained after the failure has occurred, because the failure surface increased the connectivity of the previous fault network. As a matter of fact, displacement values are less important. Pressures along the failure plane range from 0 MPa at 1500 m to 0.05 MPa at 1150 m. Displacement maximum values of 0.4 to 0.6 m concentrate along the failure plane where vectors are parallel to the plane. However, a 0.1-m displacement zone extends further in the stable part of the slope, in relation with the basal piezometric bump hydromechanical effect. All the remaining of the slope is also affected by displacements values ranging between 0 and 0.05 m. These upper displacements belong to a deep displacement field generated by the slope foot sliding (mass loss).

The 35% differences between calculated (0.4 to 0.6 m) and measured (0.45 to 0.9 m) annual displacements for Model B can be explained in different ways: the non-consideration of 3D effects, the large heterogeneity of the medium that is highly simplified to a few major fracture planes, and the overestimation of infiltration yield. Such differences imply that caution needs to be exercised when using the results of such numerical models that only aim at a better understanding of the slope behaviour.

5. Discussion and conclusion

The current La Clapière landslide is ‘only’ one more reactivation of larger and older slope movements. The oldest known movement could have been triggered by the last deglaciation. Such initial movements correspond to large-scale toppling of the upper part of rock columns bounded by major vertical dis-

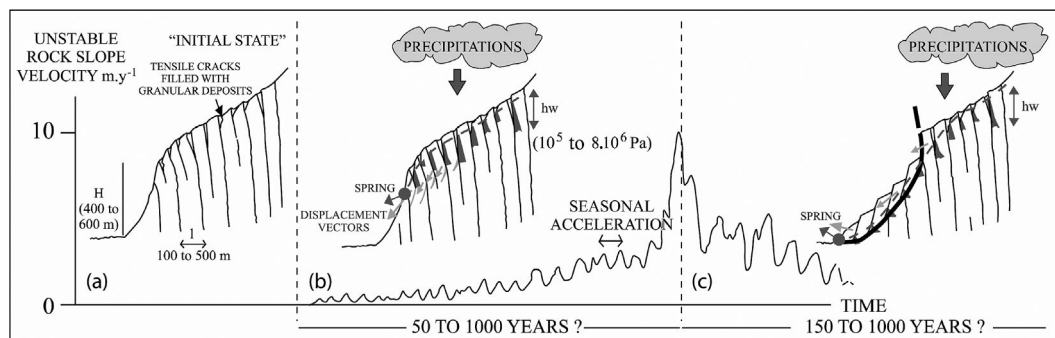


Fig. 4. Schematic model of a mountainous rock slope destabilization under hydrogeological loading.

Fig. 4. Modèle schématique de la déstabilisation d'un versant rocheux montagneux sous chargement hydrogéologique.

continuities of the slope (Fig. 4a). It has been shown at Séchilienne [18], Rosone [2], or more theoretically [12,14,17] that toppling can cause tensile crack opening in the upper part of a slope with 'sackung' and 'swelling', with the creation of counter-ridges downslope. Deep inside the slope, failure can be initiated at the column base. We show in this study that tensile cracks are filled with local material of the slope and that they constitute perched reservoirs at the boundaries of the toppled columns. Hydrostatic pressures are concentrated in the middle and upper parts of the slope, where a relatively low infiltration yield (mean inter-annual value for example) can cause sufficient hydrostatic pressure increase in the cracks to increase rock column destabilization (Fig. 4b). Tilting at the column surface and failure propagation deep in the slope can be generated roughly from the theoretical bottom of the perched aquifer down to the slope foot. At La Clapière, such a failure through tilt could have worked until 1987, when it is thought [7,19] that a general failure surface was created. It could be still going on at Séchilienne and Rosone. When a major failure surface is generated, a large mass slides downslope (Fig. 4c). The slope drainage becomes more active through this failure surface, and there is a general lowering of the hydrostatic pressures in the slope. The perched aquifer is partly drained by the landslide, and, conversely, water coming from this aquifer imposes pressure increases in the upper segments of the landslide failure surface, which are closer to failure than the lower parts (where the stress state is high and the segment dip is low or 0). In regions with moderate seismicity, such typical rock slope gravitational structures [1,4], like 'sackung' at the top and 'swelling or

scarp' at the foot, can then be activated in a few tens of years under precipitation-induced periodic hydromechanical effects. The main conducting parameters of the instability appear to be the slope angle and height, the dip and the spacing between the major penetrative discontinuities, previous gravitational history of the slope and hydrostatic pressures values in the perched aquifer.

Acknowledgements

The authors sincerely thank Dr Christopher Wibberley for his review and constructive comments. Contribution No. 661 of the 'Géosciences Azur' Lab.

References

- [1] F. Agliardi, G. Crosta, A. Zanchi, Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics, *Eng. Geol.* 59 (2001) 83–102.
- [2] G. Barla, E. Chirioti, Insights into the behaviour of the large deep seated gravitational slope deformation of Rosone, in the Piemonte region (Italy), *Felsbau* 13 (1995) 425–432.
- [3] F. Bigot-Cormier, R. Braucher, Y. Guglielmi, D.L. Bourlès, M. Dubar, J.-F. Stéphan, Chronological constraints of La Clapière landslide (44°15N, 6°56E, France): Geomorphology and cosmonuclide approaches, *Geophys. Res. Abstr.* 5 (2003) 12840.
- [4] M.J. Bovis, S.G. Evans, Extensive deformations of rock slopes in southern Coast Mountains, southwest British Columbia, *Eng. Geol.* 44 (1996) 163–182.
- [5] F. Cappa, Y. Guglielmi, V. Merrien-Soukatchoff, J. Mudry, C. Bertrand, A. Charmaillé, Hydromechanical modeling of a large moving slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of La Clapière landslide (France, 06), *J. Hydrol.* 291 (2004) 67–90.

- [6] P.A. Cundall, A Generalized Distinct Element Program for Modelling Jointed Rock, Peter Cundall Associates, US Army, European Research office, London Report PCAR-1–80, 1980.
- [7] J.-P. Follacci, Les mouvements du versant de La Clapière à Saint-Étienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes), Bull. Lab. Ponts et Chaussées 220 (150–151) (1987) 107–109.
- [8] R.E. Goodman, D.G. Moye, A. Van Schalkwyk, I. Javandel, Ground water inflows during tunnel driving, Eng. Geol. 2 (1965) 39–56.
- [9] Y. Gunzburger, B. Laumonier, Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de la Clapière (Nord-Ouest du massif de l'Argentera–Mercantour, Alpes du Sud, France) d'après l'analyse de la fracturation, C. R. Geoscience 334 (6) (2002) 415–422.
- [10] Y. Gunzburger, Apports de l'analyse de la fracturation et de la modélisation numérique à l'étude du versant instable de la Clapière (Saint-Étienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes), diplôme d'études approfondies, DEAPAE3S, Nancy, 2001, 82 p.
- [11] Y. Guglielmi, J.-M. Vengeon, C. Bertrand, J. Mudry, J.-P. Follacci, A. Giraud, Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne Alpine landslides), Bull. Eng. Geol. Environ. 61 (4) (2002) 311–324.
- [12] E. Hoek, J.W. Bray, Rock Slope Engineering, The Institution of Mining and Metallurgy, London, 1981.
- [13] J.-C. Maréchal, Les circulations d'eau dans les massifs cristallins alpins et leurs relations avec les ouvrages souterrains, PhD thesis n°1769, École polytechnique fédérale de Lausanne, Switzerland, 1998, 298 p.
- [14] V. Merrien-Soukatchoff, X. Quenot, Y. Guglielmi, Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. Application au glissement de La Clapière (Saint-Étienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes), Rev. Fr. Géotech. 95–96 (2001) 133–142.
- [15] F. Noverraz, C. Bonnard, H. Dupraz, L. Huguenin, Grands glissements de versants et climat, Rapport final PNR 31, VDF Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Switzerland, 1998.
- [16] J. Rutqvist, O. Stephanson, The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering, Hydrogeol. J. 11 (2003) 7–40.
- [17] C. Sagaseta, J.M. Sanchez, J. Canizal, A general analytical solution for the required anchor force in rock slopes with toppling failure, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 38 (2001) 421–435.
- [18] J.-M. Vengeon, Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope, PhD thesis, University Joseph-Fourier–Grenoble-1, France, 1998, 186 p.
- [19] C. Vibert, Apport de l'auscultation de versants instables à l'analyse de leur comportement, les glissements de Lax-le-Roustit (Aveyron) et Saint-Étienne-de-Tinée, France, PhD thesis, École des mines de Paris, 1987.

ANNEXES III: CARTES HYDROGEOLOGIQUES ET COUPES

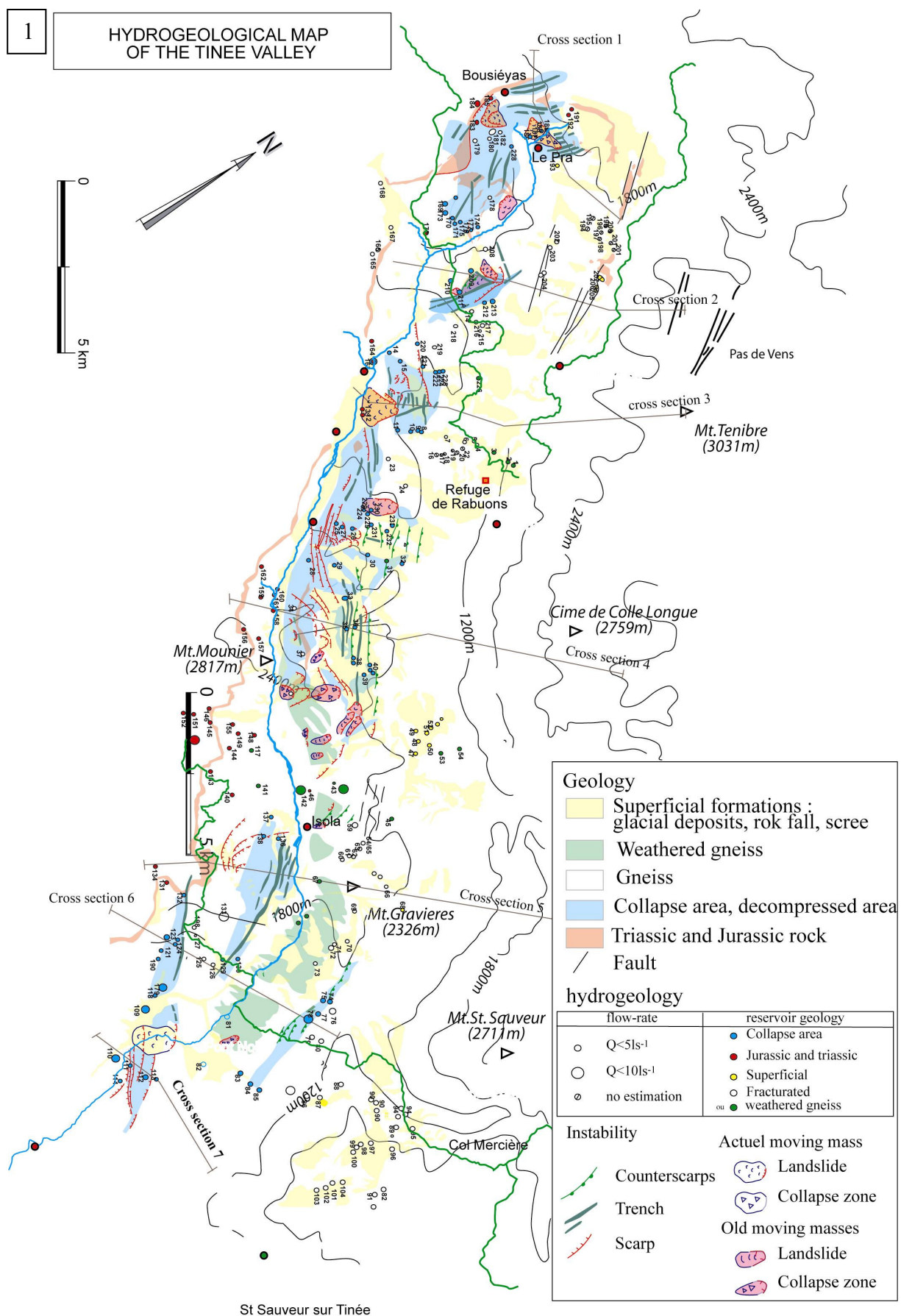
1/ La vallée de la Tinée

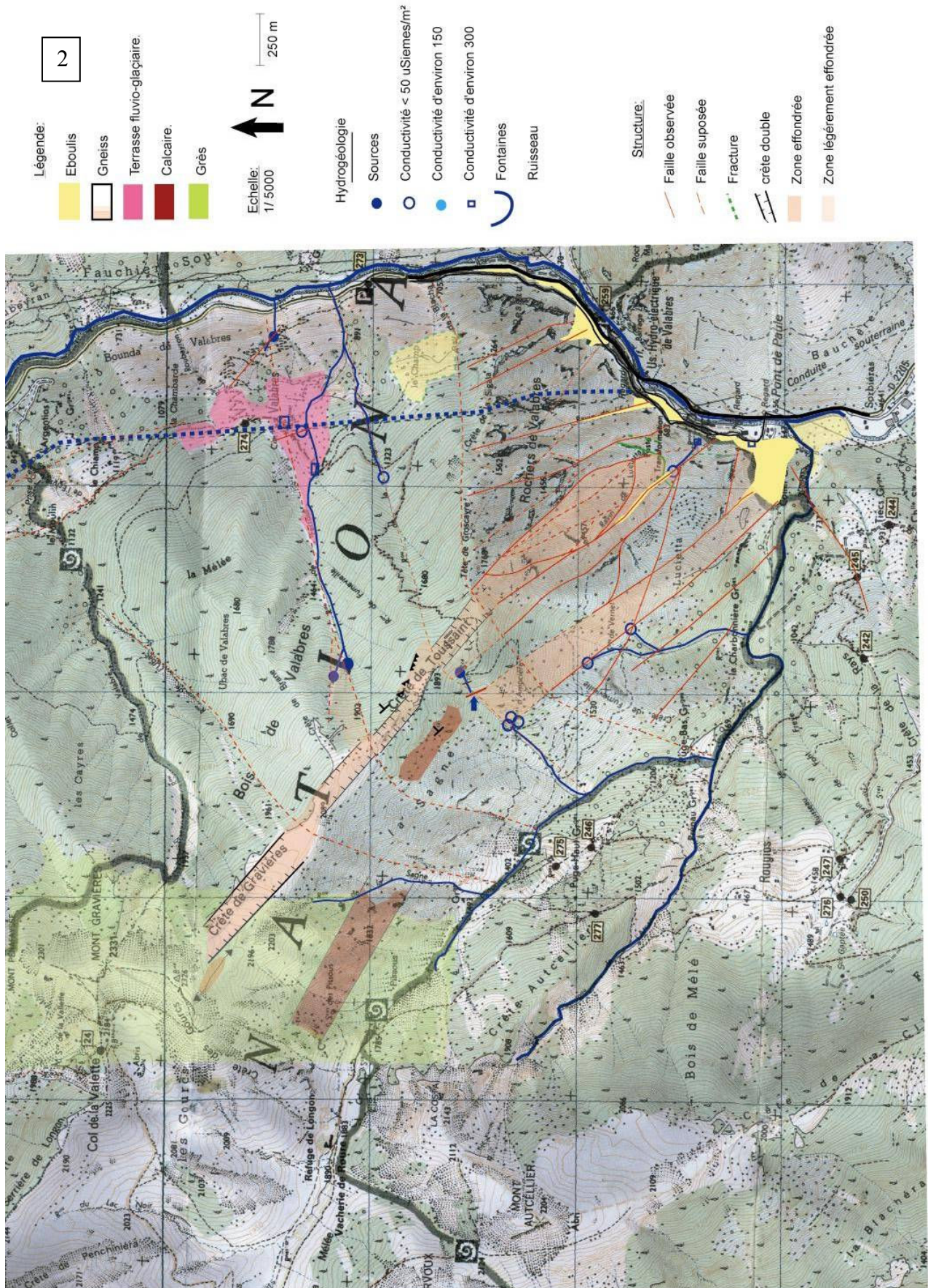
2/ Carte hydrogéologique de Valabres

3/ Détail du versant de la Clapière

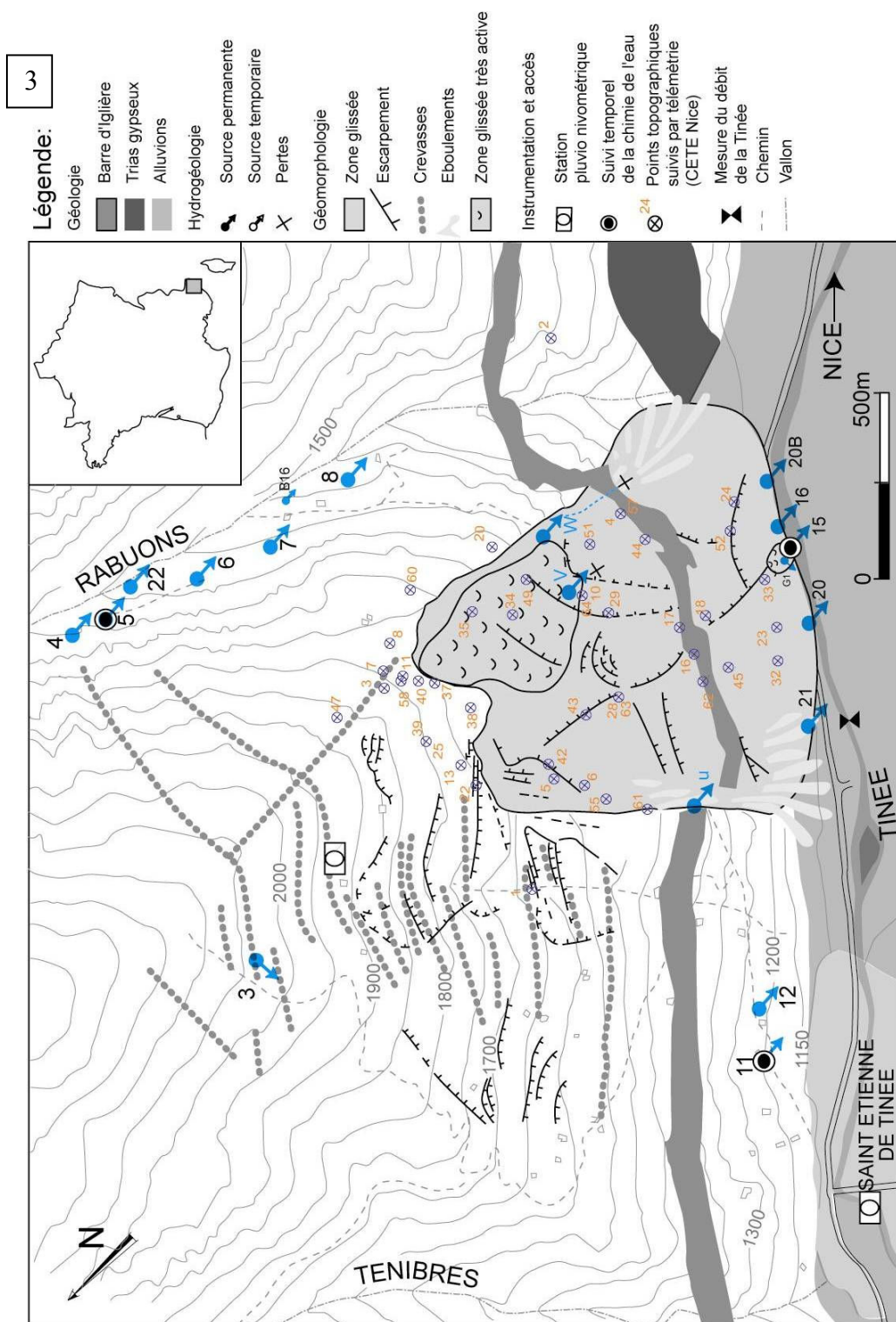
4/ Coupes

5/Le versant de Rosone



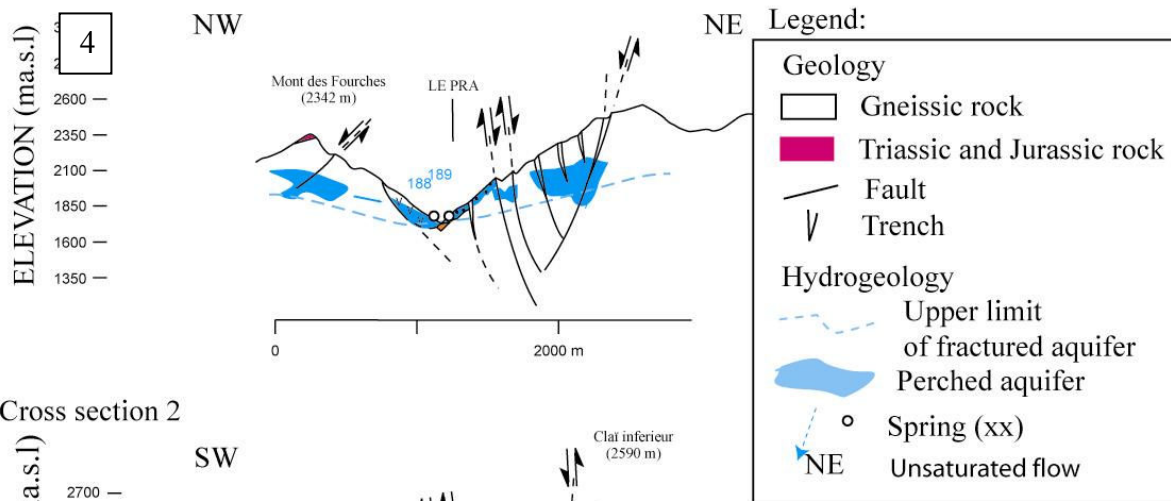


CARTE HYDROGEOLOGIQUE DES ROCHERS DE VALABRES

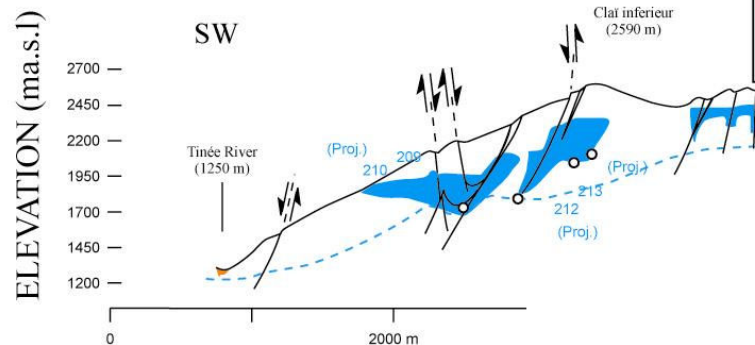


Carte des points de mesures et de l'instrumentation sur le glissement de La Clapière, (utilisé entre 2000 à 2005).

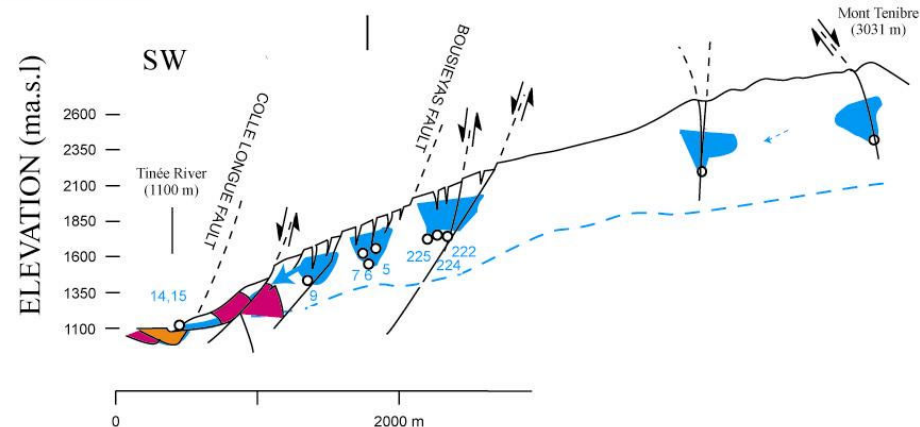
Cross section 1



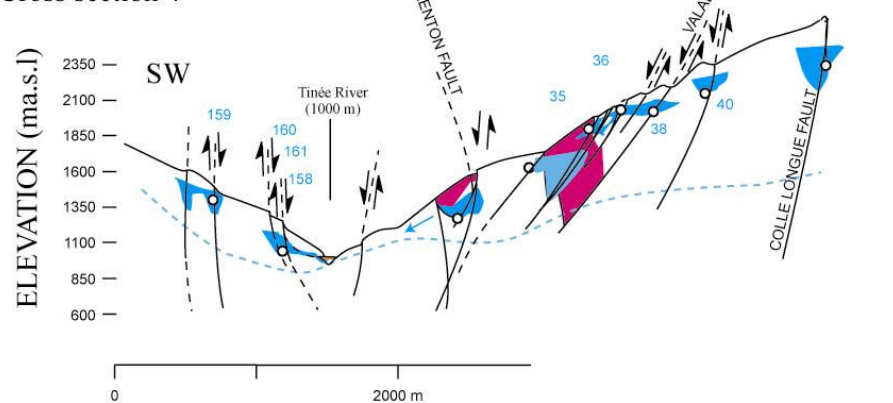
Cross section 2



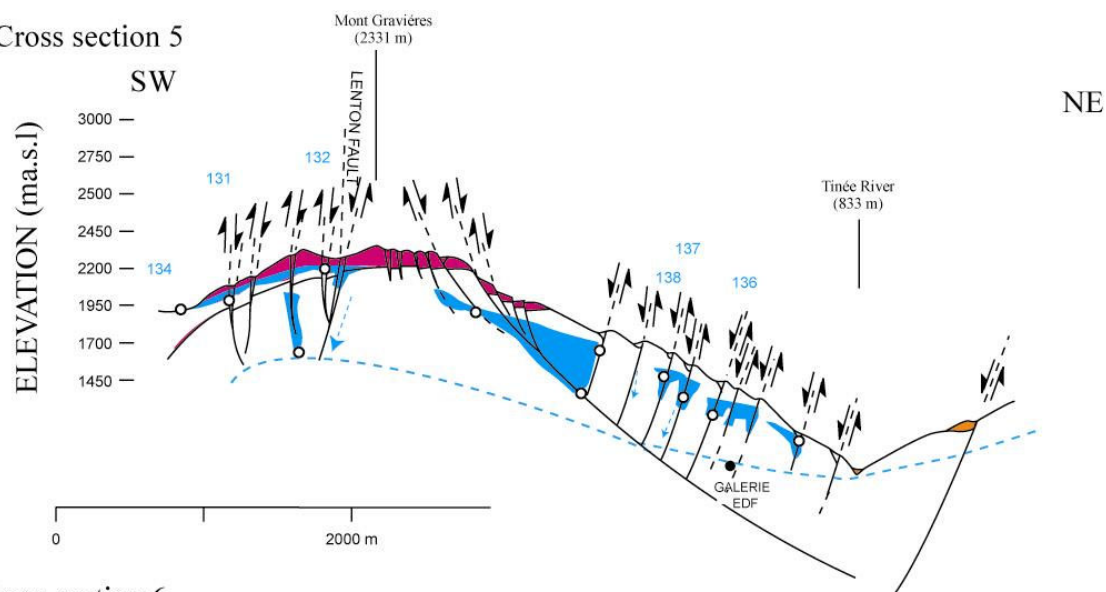
Cross section 3



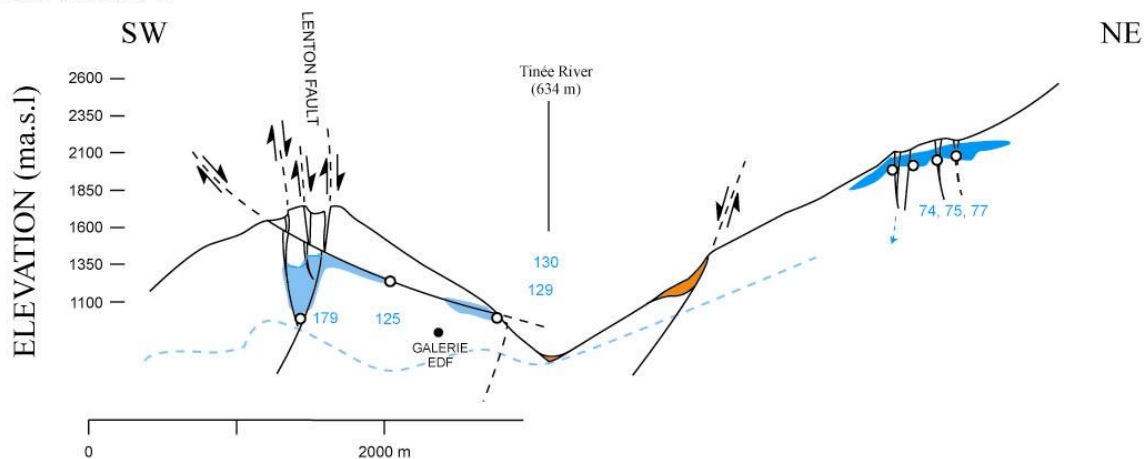
Cross section 4



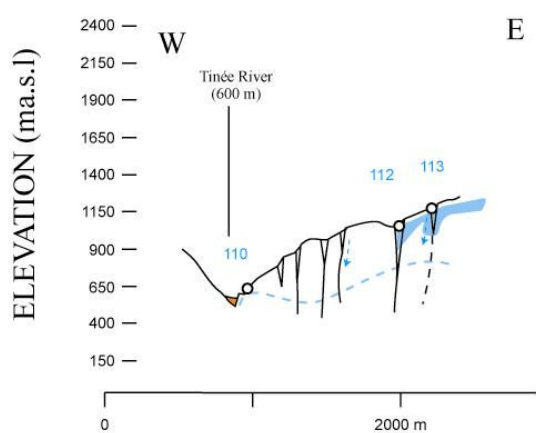
Cross section 5



Cross section 6

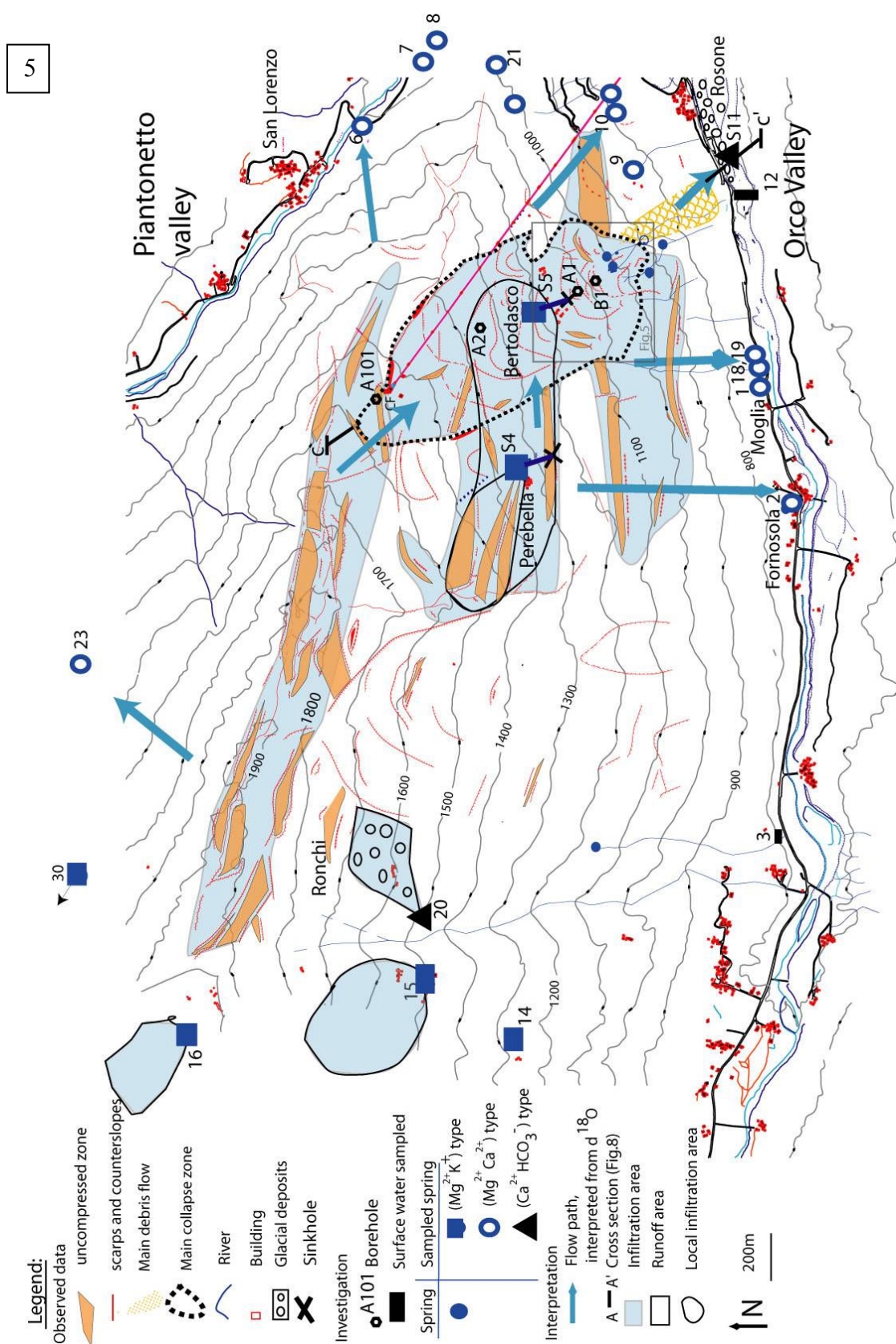


Cross section 7

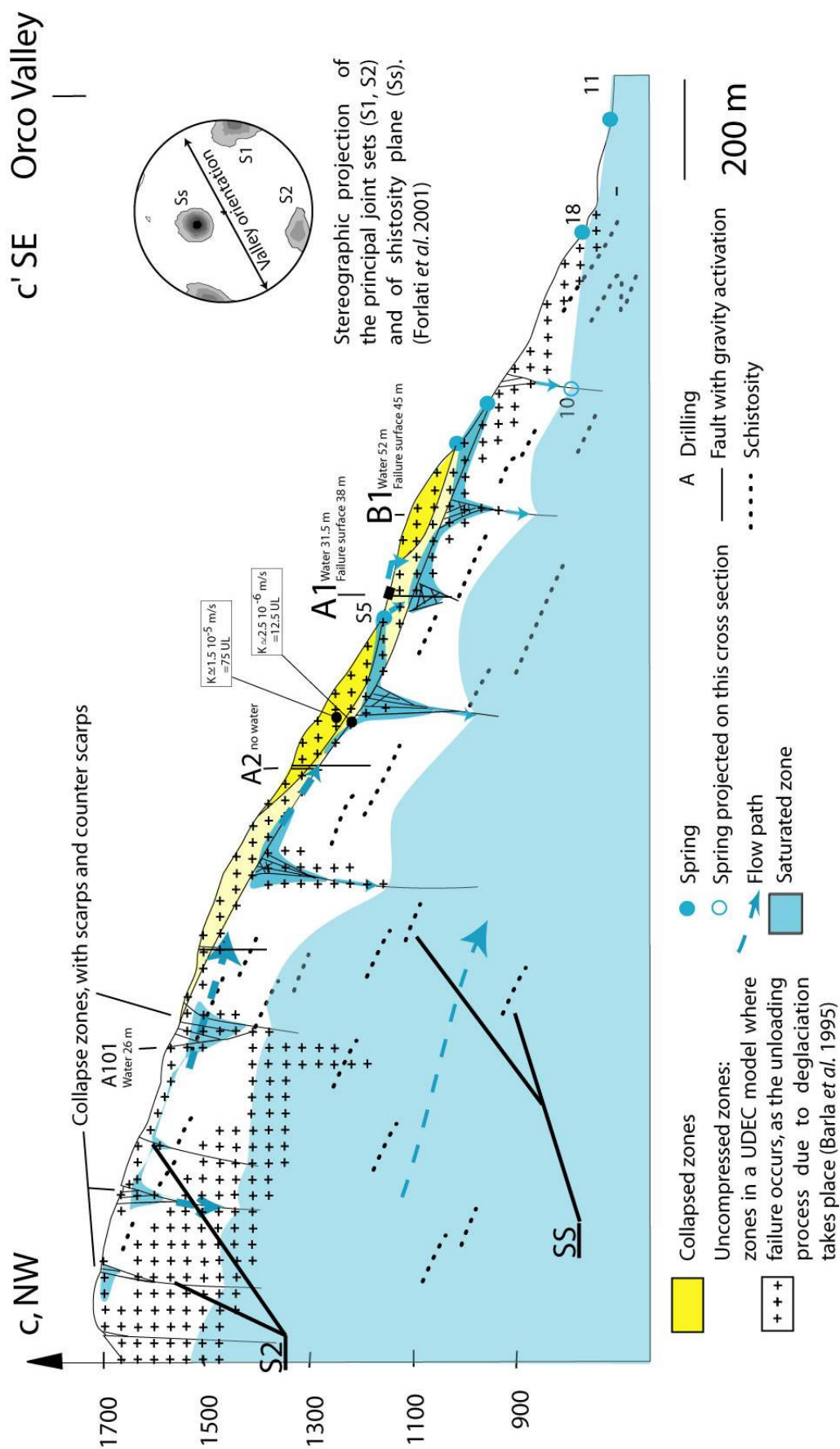


Legend:

Geology	Hydrogeology
Gneissic rock	Upper limit of fractured aquifer
Triassic and jurassic rock	Perched aquifer
Fault	Spring (xx) referred to Fig.2
Trench	Unsaturated flow



COUPE DU VERSANT DE ROSONE



ANNEXES IV: ANALYSES CHIMIQUES SUR LES VALLÉES DE LA TINÉE ET DE L'ORCO

1/ Vallée de la Tinée, campagne d'été 2003 et 2004

2/ Versant de Rosone, campagne d'été 2004 et décembre 2004

3/ Suivi au pied du glissement de la Clapière, 1995 à 2004

4/ Suivi de la source 5, 1995 à 2000

5/ Suivi de Luicetta (Valabres) 2003 à 2004

Les numéros des sources sont reportés sur les cartes de l'annexe III

n°	nom	x (GPS)	y (GPS)	z (m)	Débit (l/s)	Réservoir	cond (US)	T°c	pH	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Si	B%
123	Amorceaire 3	979404	1915092	1650		ZE	152	7.3	8.2	0.1	78	0.7	0.7	21.2	25.4	2.0	4.0	1.0		2%
124	Source de Toussain	979404	1915092	1840	G à G	S	42	6.4		0.0	22	0.9	0.2	10.4	7.9	2.7	1.6	1.0		-4%
125	Sources de la Siagne	980295	1915551	1364	faible	G	83	8.9	8.3	0.1	44	1.2	0.1	11.8	17.2	4.2	2.6	0.8		-11%
126	Fontaine de Ferroul	980325	1915890	1231	5 l/s	G	72	9.9	8.5	0.1	34	1.0	0.0	13.0	14.0	3.3	2.1	1.2		-9%
127	Petit Féroule	979597	1915689	1694	?	G	67	6.8	8.2	0.1	31	0.6	0.0	11.4	11.6	2.4	1.7	0.6		-5%
128	Source de Féroule	979323	1915704	1688		G	43	5.9	8.4	0.1	24	0.9	0.2	10.3	9.3	2.4	1.8	1.0		-6%
129	hameau de Valabres	980526	1916066	1227	0.12 l/s	G	79	10.4	8.6	0.1	32	0.6	0.0	12.9	11.5	3.3	2.1	0.8		-5%
129	Suintement Valabres	980580	1915979	1231	Suintement	G	71	11.7	8.5	0.2	60	1.7	0.0	7.5	12.0	5.4	4.1	4.0		-2%
130	Roubayon			863		GF		9.9	8.2	0.1	78	0.8	0.2	26.2	28.9	3.4	2.6	1.0		1%
135	sce du Sauset 1	979462	1919034	1100		ZE	69	16.0	7.2	0.1	29	2.1		6.5	8.3	5.5	1.9	1.2	0.6	-11%
138	Sce du Lauset	977801	1918730	1460	5-10 ls	ZE	75	4.4	8.3		44	0.9	0.2	7.3	12.2	1.7	2.1	0.7	2.8	1%
140	Grande source	976260	1918622	1585	>10ls	G+ T+ A	170	4.5	8.1	0.0	98	0.5	1.3	10.1	31.3	1.0	3.1	0.4	2.2	-1%
141	Sce de Louch	976419	1919288	1370		GF	112	12.3	8.4	0.0	71	0.6		4.4	22.2	1.3	2.3	0.5	2.7	-4%
142	Gratuse	976899	1920353	1100	>10ls	G+ T+ A	228	8.3	8.0	0.1	100	1.1	1.7	15.4	34.8	3.5	2.8	0.8	4.5	-3%
143	Sce de l'infarnet	975392	1918183	1648		G+ T	177	9.0	8.4	0.0	105	0.6	0.6	10.2	32.5	1.3	3.7	0.2	2.2	-1%
144	Fte St Laurent	975013	1919010	1796	1lmin	G+ T	28	6.4	7.7	0.0	15	0.8		2.8	1.4	2.5	0.9	0.8	4.5	8%
145	Base source de Cayron	974119	1918819	1690	5ls	T+ J	52	5.2	8.0		139	0.5	1.2	13.3	40.6	0.8	2.6	0.3	1.3	6%
147	Sce de Léchio 1	975530	1919717	1530	g à g	G+ T	234	10.0	8.1	0.1	46	11.2	3.4	7.5	13.9	5.3	2.5	7.8	0.3	-2%
148	Sce de gracion	975187	1920029	1490	1lmin	GF	194	10.5	7.5	0.1	34	1.0		7.8	7.5	2.4	2.4	0.5	3.6	4%
150	Sce du Cayron	974338	1918185	1960	>10ls	T+ J	217	11.3	8.3	0.0	120	0.6	0.7	25.0	40.5	0.7	6.6	0.5	1.7	-2%
155	Bois noir	974491	1919420	1550	1-5ls	G+ T	255	6.1	7.8	0.1	51	0.6		14.8	18.6	2.7	2.1	0.9	4.4	-3%
164	Sce d'Ublan	965984	1928313	1160		T+ J	199	13.5	8.6	0.1	107	0.3	0.5	17.1	38.3	1.7	2.3	0.5	1.8	-1%
169	Sce de Rochepin 1	963283	1932055	1960		ZE+ T	281	10.0	8.5	0.1	159	1.1		100.3	64.0	5.0	11.6	1.3	4.7	3%
172	Liberté	963926	1931272	1300		GF	260	12.2	8.2	0.1	151	1.1		80.8	58.4	4.0	10.3	2.1	4.8	2%
173	Vallon cluse	963289	1932039	1800		ZE+ T	266	12.2	8.2	0.1	154	1.4	0.3	86.3	61.8	4.0	11.1	1.7	5.1	1%
174	Aigue douce	964156	1932542	1400		ZE+ T	192	9.5	8.4	0.1	127	0.7	0.3	41.9	42.5	3.0	8.2	0.8	4.0	0%
175	Sce de Castelaret 1	963943	1932195	1690		ZE+ T	347	14.8	8.0	0.1	171	0.9	1.6	55.4	53.4	2.8	13.8	1.2	3.3	0%
176	Sce de Castelaret 2	964319	1932242	1480	1lmin	ZE+ T	245	13.5	8.5	0.1	120	0.7		31.9	36.6	2.9	8.1	0.8	4.4	0%
182	Sce de Navellas 1	962585	1934192	1835	1-5ls	T+ J	155	7.7	8.3	0.1	115	0.4		29.8	43.1	2.0	3.5	0.7	3.1	-1%
186	Sce de la Mélachière 1	962691	1935185	1687	1-2 ls	PG	132	9.1	8.2	0.0	56	0.7	2.4	12.3	25.4	1.5	1.5	0.5	2.4	-9%
187	Sce de la Mélachière 2	962767	1935318	1812	5lmin	PG	112	9.1	7.9	0.0	44	0.9		10.3	18.5	1.4	1.4	0.6	0.3	-8%
188	Sce du barrage du Pra	962678	1935546	1782	g à g	PG	214	14.8	6.6	0.1	135	1.4	1.7	20.9	52.5	2.7	3.4	0.8	3.5	-6%
189	Vallon de Salto Moreno 2	962727	1935698	1745	1-5ls	PG	492	11.5	8.4	0.1	90	0.5	0.8	209.7	87.0	3.9	5.7	1.8	3.9	8%
190	Sce du cret des Baux	963017	1936325	2010	1lmin	ZE+ T	224	10.4	8.4	0.0	90	0.5	0.7	35.2	40.1	1.6	1.9	0.7	2.3	0%
191	Sce de la croix blanche	962504	1936626	2007	1lmin	G+ T	223	10.6	7.9	0.0	127	0.4		20.2	42.1	1.6	4.2	0.7	1.3	-1%
192	Vallon de Salto Moreno 1	962472	1936504	1755	GàG	G+ T	219	12.0	8.6	0.0	71	3.6		1.8	30.1	2.3	4.0	3.5	8.7	-22%
210	Sce De Blachiere	965415	1931123	1815	1ls	GF	208	10.6	8.0	0.1	98	0.8		30.7	34.2	2.9	3.8	1.0	2.5	2%
211	Sagnes de la ville	965805	1931239	1990	1-5ls	ZE	26	6.3	7.6	0.1	20	0.8		2.2	4.4	2.5	0.9	0.1	4.3	-3%

(mg/L)

n°	nom	x (GPS)	y (GPS)	z (m)	Débit (l/s)	Réservoir	cond (US)	T°c	pH	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Si	B%
212	Claix Haute	966425	1931710	2050	1-5ls	ZE	70	6.6	7.9	0.1	44	1.1	0.3	7.2	11.8	2.6	1.9	0.9	4.1	1%
213	Les Truelles	966525	1931881	2110	1-5ls	ZE	64	3.7	8.3		22	0.7	1.4	9.8	9.8	1.6	0.6	0.7	2.0	-2%
217	Sagne de la pierre blanche	967018	1931334	1960		G	53	9.3	8.0		22	1.8	0.6	7.3	7.6	1.3	0.4	0.4	2.2	9%
218	Sce de l'Albéria	966658	1930530	1910		GF	119	11.5	7.8	0.1	51	0.6	0.4	18.2	21.6	3.0	2.0	0.6	4.8	-6%
226	Sce de Ténibre 6	968280	1930492	2210		S	67	6.3	7.9	0.0	17	0.9	0.9	13.6	10.8	1.8	0.5	0.8	1.8	-6%
227	Cimon	972062	1925762	2128	5 ls	S	66	3.7	8.5	0.0	17	0.5	0.8	10.9	8.8	1.7	0.9	0.6	5.4	-6%
228	Bandi	962699	1934559	1900	1-5ls		133	6.6	8.2	0.1	88	0.4	0.2	36.8	40.1	2.3	1.9	0.6	3.0	-1%
236	Mollere 1	987041	1918162	1700	10 ls	G	60	6.5	8.9		32	0.5	0.0	5.9	10.6	1.4	0.4	0.4	2.4	2%
237	Vallonas	984087	1916548	1763	5	GF	88	12.0	8.7	0.1	37	0.3		9.9	14.8	2.5	1.1	0.4	4.2	-8%
238	B16	969084	1928329	1100	0.05	G + A	58	9.6		0.1	\	0.6	0.0	58.4	42.4	4.6	9.1	1.5	4.7	
239	B9	968932	1928028	1711	~1	GF	97	7.1	7.6	0.0	32	0.9	0.7	16.0	16.6	2.2	1.5	0.4	2.5	-9%
240	S22	968742	1927654	1315		GF	95	7.1	7.6	0.0	34	0.3	0.6	15.6	14.3	1.6	1.5	0.6	2.5	-1%
245	Saint Sauveur	982234	1910427	540	Débit faible	Permiers	290	9.8	8.5	0.2	90	6.8	0.9	77.9	49.5	6.7	4.3	0.9	3.8	2%
Val g. horizontale haute				700	0.0001	GF	674	11.9	7.76	0.1	110	2.7	1.2	43.7	44.6	4.5	3.1	1.9		1%
Val g. horizontale basse				700	0.0001	GF	333	11.3	8.21	0.1	140	2.3	0.9	57.3	60.3	4.8	3.0	1.4		1%
Val g. descendante				700	0.0001	GF	400	10.1	7.9	0.1	156	1.7	0.2	75.6	73.8	5.0	3.0	1.0		0%

LA TINÉE, CAMPAGNE DU 28 AVRIL 2004, MESURE DES POTENTIELS REDOX ET DE QUELQUES ELEMENTS TRACES

Nom	T(°C)	COND (uS/cm)	PH	Redox (mv)	HCO3	F-	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	(mg/L)										(µg/L)					Mn	B%
									Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	SiO ₂	Fe	Cu	Ni	Li								
S4	5.4	253	7.7	222	115	0.12	1.1	0.4	43.7	35	3.9	8.6	1.2	9.2	4.4	8.0	37.1	4						4	3%
S5	7.7	158	6.8	215	44	0.09	1.0	1.5	36.9	19	4.5	4.0	2.2	11.4	3.0	12.4	12.4	5						5	0%
S6	9	245	7.5	290		0.14	0.6	0.0	58.8	30	5.2	6.5	1.4	10.7	3.6	9.2	9.2	7						7	1.8
S7	8.9	246	7.6	320	102	0.09	1.0	0.3	47.8	33	4.3	9.3	1.8	9.3	4.6	3.1	10.4	8						8	1.8 1%
S8	9.3	405	7.2	344	142	0.13	1.1	0.2	123.8	54	7.6	17.6	2.7	11.4	2.7	10.0	10.0	13						13	4.7 4%
S11	8.4	379	8.2	237	132	0.10	1.2	0.4	95.4	49	5.6	13.2	2.9	9.9	7.0	4.5	13.1	4						4	6.5 4%
S12	8.5	352	8.1	147	129	0.11	1.2	0.2	112.6	58	6.2	14.6	3.0	10.8	4.8	16.7	16.7	9						9	1%
S15	9.7	1198	8.3	213	210	0.06	6.1	0.0	585.2	167	15.7	56.9	11.1	11.0	4.3	8.1	95.6	13						13	6 6%
S20	9.3	326	7.5	237		0.02	3.9	12.8	116.2	42	5.3	8.3	8.7	7.9	5.7	17.1	17.1	2						2	1.9
pt 19	4	70	7.5	194	27	0.01	1.2	1.2	12.9	12	1.5	0.8	0.7	4.3	2.4	7.8	7.0	5						5	2%
pt 18	6.6	73	6.9	377	34	0.02	0.5	1.0	16.5	13	1.7	1.5	0.7	6.7	1.9	6.0	11.0	1						1	4%
pluie	12.9	31	8.4	139	9	0.02	0.6	0.6	7.0	6	0.6	0.3	0.2	0.4	3.8			1						1	-5%
Isola	9.90	89.0	8.5		60	0.20	2.7	1.9	12.9	21	2.9	1.0	0.5	3.9				5						5	3%
Sauset1	16.00	69.0	7.2		29	0.08	2.1		16.5	8	5.5	1.9	1.2	0.6				4						4	3.6 2%
Liberté	12.20	260.0	8.2		151	0.11	1.1		80.8	58	4.0	10.3	2.1	4.8				6						6	2%
Moreno2	11.50	492.0	8.4		90	0.08	0.5	0.8	209.7	87	3.9	5.7	1.8	3.9				18						18	3 8%
Saubieras	16.30	258	8.2		110	0.14	4.4	0.9	58.5	44	4.7	4.0	1.0	3.7				11						11	1.4 7%
Lucietta	9.90	152	8.4		68	0.1	1.1	0.4	18.2	25	3.4	2.2	0.8					2						2	4.1 -3%

INVENTAIRE DES SOURCES DU VERSANT DE ROSONE, CAMPAGNE D'ETE 2004

n°	nom	z (m)	Débit (l/s)	Réservoir	cond (US)	T°C	pH	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	B%
1	Moglia	720	5	GF	60	8.1	7.67	0.02	26	0.7	1.8	5.6	7.1	1.8	0.9	1.9	3%
2	Fornosola	742	0.0	S	44	09.04	7.36	0.05	1	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.2	0.1	5%
3	Zauneri (surface)	1064	50	S	52	10.3	7.45	0.01	23	0.0	2.1	4.1	7.0	1.4	0.7	1.4	-2%
4	Perebella	1339	2.0	ZE	20	9.3	8.62	0.00	5	0.5	4.0	0.8	1.5	0.3	0.8	0.8	8%
5	Bertodosca	1175	2.0	ZE	28	6.1	8.25	0.00	10	0.5	1.7	4.5	2.5	1.7	0.6	1.6	3%
6	Fontaine en bord de route	1045	5	G	46	11.8	7.82	0.01	21	0.7	1.3	4.1	5.6	1.4	1.2	1.2	0%
7	Bugni	1500	0.1	G	33	11.9	8.8	0.01	10	0.6	3.5	3.0	3.4	1.1	0.3	0.9	6%
8	Bugni 2	1350		G	75	12.1	7.5	0.00	33	2.2	5.1	5.1	7.7	3.4	1.6	2.1	-1%
9	sous la dalle	1500		G	52			0.01	23	0.7	0.3	5.1	7.0	1.7	0.7	0.9	0%
10	tuyau sous tunnel	1350	0.1	GF	79	14	6.43	0.02	34	2.9	6.1	9.3	4.3	1.1	1.3	1.3	0%
11	Orco (torrent)	702		A+G	33	7	8.34	0.01	41	0.6	2.4	3.5	11.7	1.3	0.5	2.2	3%
12	Gera	700			33	7	8.3	0.00	15	0.5	1.9	3.2	4.1	0.8	0.5	0.6	9%
13	Piada	952			84			0.00	27	5.3	2.4	6.6	8.6	5.4	1.3	1.3	-3%
14	Casetti	1410	0.1	ZE	48	11.3	8.13	0.01	15	1.0	0.2	4.7	2.8	2.6	0.8	2.5	0%
15	Giva	1560	0.5	G	39	12	7.7	0.01	19	0.4	3.6	3.2	4.6	1.3	0.4	1.2	12%
16	Costa	1860		S	24	11.3	7.5	0.00	7	0.3	3.2	2.2	1.5	1.1	0.4	1.6	7%
17	Moglia 2	1064		S	52			0.01	17	0.9	3.4	3.7	4.6	2.5	0.9	2.9	-5%
18	Moglia3	720	5	GF	59	8	7.5	0.02	24	1.0	2.1	5.5	6.8	1.8	0.9	2.1	3%
19	Meinardi (crevasse)	720	50	GF	60	8	7.6	0.02	26	0.8	2.0	5.3	8.2	1.7	0.8	2.0	-2%
20	départ du gta	1560		S	90	8.4	7.6	0.01	48	0.8	8.8	4.6	13.1	1.9	0.4	2.7	11%
21	Pont de ronco	1500		GF	65	13.8	7.5	0.00	24	1.4	2.9	3.1	7.8	2.1	0.8	1.2	-3%
23	conduit forcé	1170		GF	33	7.1	7.65	0.01	11	0.8	3.2	2.9	3.5	1.1	0.4	0.8	6%
CF		1500.0			66.5	5.5		0.03	33	0.6	1.3	8.0	10.8	0.7	1.1	3.2	0%

INVENTAIRE DES SOURCES DU VERSANT DE ROSONE, CAMPAGNE D'HIVER 2004 ET ISOTOPES															
N°	Nom	z (m)	cond (US)	T°c	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	18O	B%
15	Casetti	1560	30.9	4.8	0.15	15.1	0	3.9	16.3	4	5.0	0.3	1.4	-11.4	-0.1
CF	conduit forcée (10 nov)	1500			0.03	33.02	1	1.3	11.4	11	0.7	1.1	3.2	-12.8	-0.1
30	Ruisseau 1500 m	1750			0.1	13.66	0	3.2	16.3	5	1.8	0.6	1.2	-11.7	-0.1
4	Perebella	1339	21.5	7.5	0.01	7.86	1	0.0	17.0	1	1.9	0.4	1.5	-10.4	-0.1
9	sous la dalle	1500	91.5	8.2	0.19	22.29	1	0.9	17.9	6	2.5	0.6	1.2	-12.3	-0.1
10		1350	80	6.7	0.24	32.09	5	0.0	18.8	8	4.7	1.0	2.1	-11.1	0.0
5	Bertodosca	1175	23	5.3	0.03	10.42	0	2.2	17.4	2	2.2	0.6	2.1	-10.1	0.0
3	Zauneri (surface)	1064	56.6	6	0.18	28.07	0	1.7	17.6	7	2.0	0.8	1.8	-12.1	0.0
N1	Neige				0	19.52	2	0.4	14.2	5	2.1	0.2	1.2	-20.7	0.0
7	vers le pont	1500	55.5	3.8	0.12	25.18	0	1.4	17.8	6	1.8	0.7	1.6	-12.3	0.0
6	Fontaine en bord de route	1045	31.7	6.6	0.09	15.04	1	3.3	16.4	4	2.0	0.4	1.4	-11.7	0.0
11	tuyau sous tunnel	702	63.9	6	0.12	26.36	3	2.5	17.5	7	3.4	0.8	1.7	-11.7	0.0
19	Moglia3	720	6.8	62.1	0.31	44.05	0	1.9	18.1	7	2.9	0.8	2.2	-11.9	0.1
18	Moglia 2	720	61	7.2	0.3	43.78	1	1.9	18.3	7	2.5	0.8	2.3	-11.6	0.2
20	Meinardi (crevasse)	1560	61.2	4.5	0.11	76.43	1	3.3	17.2	15	2.5	0.4	2.9	-11.1	0.2
61	Caniveau	1050			0.07	35.11	1	0.0	17.2	4	2.4	0.5	1.4	-11.8	0.2
23	Pont de ronco	1170	38.2	6.3	0.09	30.05	1	3.3	16.1	3	2.1	0.4	1.3	-12.0	0.3
F2	Fornolosa	742	49.7	3.7	0.06	44.59	2	2.0	17.0	4	2.6	0.8	1.1	-11.5	0.3
16	Giva	1860	24.2	6.3	0.01	43.68	1	7.5	15.7	4	2.3	0.5	2.6	-12.2	0.4

ANNEXES IV: ANALYSES CHIMIQUES SUR LES VALLÉES DE LA TINÉE ET DE L'ORCO

SUIVI A LA SOURCE 15 PIED DE GLISSEMENT DE LA CLAPIERE

(mg/L)																
	Débit															
	(l/s)	cond (US)	T°c	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	F ⁻	B%
05/05/95		1457	11.2			6.2	0.0	694.4	215	39.1	10.2	6.2				0%
27/11/95		1554	9.3	7.97	178	6.1	1.6	796.2	269	54.0	15.8	7.2				2%
05/03/96		1500	8.9	7.70	186	3.1	0.0	822.3	128	79.8	16.2	5.7	0.63	4.12		19%
11/03/96		1472		7.00	180	3.2	0.0	820.4	113	79.6	16.1	5.8	0.62	4.23		21%
20/03/96				7.28	176	3.1	0.0	815.4	135	87.8	16.7	5.8	0.64	4.15		14%
28/03/96		1520	8.9	7.27	181	3.1	0.0	812.0	141	84.6	16.7	5.9	0.64	4.37		14%
30/03/96		1517	9.9	7.34	176	3.1	0.0	821.2	138	103.6	16.2	5.9	0.64	4.44		10%
02/04/96	0.20	1496	11.3	7.51	176	3.1	0.0	820.8	150	107.4	16.6	5.9	0.65	4.31		7%
05/04/96	0.20	1506	9.5	7.34	185	3.1	0.0	814.6	142	78.0	16.2	5.9	0.64	3.70		16%
11/04/96	0.20	1515	10.3	7.77		3.1	0.0	817.7	137	105.6	16.2	5.8	0.64	4.16		
18/04/96	0.17	1513	8.0	7.39	195	3.1	0.0	814.2	143	73.8	16.4	5.7	0.65	4.26		18%
22/04/96	0.17	1500	9.1	7.52	185	3.1	0.0	810.5	137	84.8	16.2	5.8	0.62	4.42		15%
25/04/96	0.20	1516	9.2	7.42	188	3.1	0.0	816.7	141	69.0	16.9	5.8	0.62	4.28		19%
29/04/96	0.20	1517	9.5	7.45	185	3.1	0.0	818.0	138	76.0	16.5	5.8	0.62	4.30		18%
02/05/96	0.20	1516	9.5	7.68	183	3.1	0.0	807.6	141	73.0	16.5	5.8	0.66	4.04		17%
06/05/96	0.20	1501	8.8	7.69	183	3.2	0.0	814.2	137	76.4	15.9	5.8	0.65	4.63		18%
10/05/96	0.25	1504	8.8	7.68	183	3.1	0.0	802.6	132	71.0	15.9	5.9	0.65	4.04		20%
14/05/96	0.20	1500		7.81	183	3.1	0.0	807.7	134	78.2	15.6	6.0	0.67	4.30		17%
16/05/96	0.20	1482	13.1	7.81	183	3.2	0.0	810.5	133	80.0	15.6	6.0	0.66	4.11		17%
18/05/96	0.20	1512	9.3	7.85	183	3.1	0.0	808.7	139	79.4	16.1	5.9	0.67	4.21		16%
20/05/96	0.20	1509	9.5	7.82	185	3.1	0.0	805.5	134	75.8	16.0	5.9	0.67	4.66		18%
22/05/96	0.20	1516	8.4	7.55	181	3.2	0.0	810.3	135	78.6	16.2	5.7	0.67	4.39		17%
27/05/96	0.20	1504	12.5	7.74	203	3.2	0.0	815.3	136	73.4	15.8	6.1	0.68	3.75		19%
30/05/96	0.20	1506	9.7	7.62	205	3.2	0.0	816.3	139	77.0	15.9	6.0	0.70	4.64		18%
04/06/96	0.20	1492	11.3	7.52	205	3.2	0.0	815.6	140	76.0	16.5	6.1	0.68	4.48		18%
08/06/96	0.20	1497	11.5	7.54	203	3.2	0.0	824.0	142	84.6	16.2	6.1	0.70	4.27		16%
11/06/96	0.20	1501	9.0	7.50	205	3.1	0.0	808.3	143	79.2	16.3	6.1	0.67	4.54		16%
17/06/96	0.20	1513	8.6	7.57	207	3.1	0.0	819.4	147	76.2	16.4	6.1	0.67	4.44		17%
04/07/96						6.2	0.7	783.5	227	83.0	15.8	6.1				
19/07/96						6.1	1.1	762.2	223	82.5	19.4	5.9				
02/08/96						6.9	0.6	761.6	269	82.5	15.4	5.9				
21/08/96						6.8	0.0	747.2	225	83.0	20.6	5.8				
10/09/96						6.9	1.1	747.5	229	88.0	15.2	6.7				
26/09/96						6.9	0.6	758.6	218	98.5	15.2	6.2				
10/10/96						6.0	1.2	717.6	224	80.5	14.6	5.7				
11/10/96						6.6	0.0	756.4	226	81.5	15.8	5.9				
02/12/98	0.15	1440	8.2	7.97	222	5.8	1.0	649.2	270	53.5	22.8	6.0				-5%
16/12/98		1350	10.3	8	234	5.9	0.0	630.4	283	53.5	21.8	7.0				-7%
20/12/98						4.0	0.3	435.7	175	40.0	14.3	5.4	0.25			
24/12/98						5.3	1.6	575.8	229	51.0	19.3	7.0	0.27			
28/12/98						4.9	0.6	557.9	213	49.0	15.8	6.1	0.25			
01/01/99						5.2	0.4	564.3	225	51.0	17.2	7.2	0.26			
06/01/99						4.1	0.2	550.9	215	52.0	40.8	7.1	0.33			
10/01/99						3.9	0.3	501.3	190	46.0	17.4	6.9	0.24			
18/01/99						4.0	0.8	535.1	376	48.0	22.9	7.3	0.32			
22/01/99						5.7	0.2	526.1	209	50.0	17.4	5.9	0.30			
26/01/99						5.6	0.9	577.0	230	53.0	17.0	6.9	0.32			
29/01/99			8.9	8.28	110											
30/01/99						6.0	3.0	675.5	239	54.0	16.6	6.7				
03/02/99						5.8	2.6	665.8	241	54.4	16.7	6.7				
08/02/99						5.7	2.9	677.5	235	54.0	17.4	7.1				
12/02/99						5.6	4.2	672.0	242	54.0	17.3	6.9				
16/02/99						6.2	4.8	679.9	243	53.6	17.1	6.7				
20/02/99						6.0	6.8	682.2	250	54.4	17.5	7.3				
05/03/99						5.8	6.5	683.0	251	52.8	17.3	7.5				
09/03/99																
13/03/99						5.5	0.5	668.0	250	54.0	17.3	7.0				
17/03/99						3.1	0.8	640.2	244	53.0	21.2	7.4				
17/03/99		1449	8.1	8.2	247	5.7	1.7	676.3	250	54.4	17.7	6.4				1%
19/03/99						3.1	1.5	636.8	237	52.0	20.8	6.9				
(mg/L)																

	Débit																
	(l/s)	cond (US)	T°C	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	F ⁻	B%	
21/03/99						3.0	1.4	627.9	244	51.0	22.2	6.9					
23/03/99						3.0	1.2	636.6	243	51.5	21.4	6.8					
25/03/99						3.0	1.2	632.6	231	51.5	22.0	6.7					
27/03/99						3.0	1.9	590.1	232	51.0	18.6	6.4					
29/03/99						2.9	1.8	595.3	225	51.0	20.2	6.8					
31/03/99						3.1	1.2	603.1	235	51.5	19.7	6.6					
02/04/99						3.2	1.4	620.2	232	51.5	19.0	6.5					
04/04/99						3.0	0.6	631.3	245	52.0	19.7	6.8					
06/04/99						3.1	0.5	632.4	239	52.0	16.7	6.9					
08/04/99						3.3	0.7	619.1	240	53.5	19.7	6.8					
10/04/99						3.1	0.5	623.7	246	52.5	19.4	6.7					
12/04/99						4.0	1.4	631.6	237	54.0	19.5	6.7					
14/04/99						3.3	0.3	644.4	239	54.5	20.1	6.8					
16/04/99						3.4	0.8	632.2	240	53.0	18.8	6.6					
18/04/99						3.0	0.0	615.3	234	52.5	18.8	6.8					
20/04/99						3.9	0.5	617.2	235	52.5	17.8	6.7					
22/04/99						4.5	0.3	609.4	231	51.5	18.5	7.5					
24/04/99						3.1	0.3	591.6	237	51.0	16.6	6.5					
26/04/99						3.9	0.4	595.1	234	51.5	18.4	6.3					
26/04/99		1386	9.3	8.26	250	4.2	0.0	601.9	238	52.5	18.1	6.2					
28/04/99		1351				6.8	0.5	645.7	233	46.5	16.6	6.1					
30/04/99		1357				6.0	0.8	651.5	210	46.5	17.0	6.3					
02/05/99		1344				5.1	1.1	602.7	235	46.0	16.4	5.9					
04/05/99		1286				5.4	0.0	554.7	226	45.5	15.2	5.6					
06/05/99		1295				5.2	0.0	562.5	229	44.5	16.4	6.1					
08/05/99		1307				5.1	0.0	570.8	229	44.0	16.5	6.1					
10/05/99		1319				5.2	0.0	579.5	234	45.5	16.5	6.2					
12/05/99		1324				5.2	0.0	572.4	245	44.5	16.1	6.4					
14/05/99	0.01	1404.1	16.6	7.90		5.2	0.0	599.3	238	47.5	16.2	5.9					
16/05/99						13.3	2.9	461.4	221	47.0	16.3	7.8					
18/05/99						14.2	4.6	488.7	338	47.0	16.2	8.4					
20/05/99						14.3	15.7	296.5	219	47.5	16.4	10.4					
22/05/99						10.9	9.7	304.2	220	49.5	16.7	9.9					
24/05/99						9.7	30.1	161.5	252	56.5	17.0	12.2					
26/05/99						16.0	10.6	356.3	241	51.5	17.0	9.2					
28/05/99						8.6	8.4	373.2	234	50.5	16.7	8.7					
30/05/99						8.6	0.5	144.2	235	61.0	17.0	12.5					
01/06/99						10.8	18.8	265.8	213	54.0	17.0	10.5					
03/06/99						12.6	8.2	274.0									
09/06/99						12.4	2.3	564.6	244	49.0	16.8	7.8					
11/06/99						12.1	2.2	597.3	251	49.0	17.1	7.5					
13/06/99						13.8	6.6	593.2	239	48.5	17.4	7.3					
16/06/99		1360		7.99					241	46.5	16.2	6.3					
17/06/99						5.0	0.0	674.3	201	52.0	18.9	7.8					
19/06/99						5.3	0.8	648.5	226	52.0	19.7	6.7					
21/06/99						4.8	0.1	664.4	221	51.5	19.6	6.9					
23/06/99						4.8	0.0	644.9	207	52.5	19.3	7.0					
25/06/99						4.8	0.0	650.2	206	53.5	19.4	6.9					
27/06/99						4.8	0.2	652.8	221	53.0	19.3	6.7					
29/06/99						4.8	0.0	650.6	200	53.5	19.5	6.8					
01/07/99						4.8	0.0	647.7	204	53.5	19.3	7.0					
03/07/99						4.9	0.1	673.5	232	22.5	19.0	6.9					
05/07/99						4.7	0.0	683.3	185	54.0	19.2	6.6					
07/07/99						4.6	0.0	652.4	200	52.0	19.2	6.7					
09/07/99						4.9	0.1	652.3	225	46.5	19.6	6.8					
11/07/99						4.8	0.0	666.5	210	54.5	19.1	7.0					
13/07/99						4.9	0.0	674.3	218	53.5	19.9	6.6					
15/07/99						4.8	0.0	661.8	296	52.5	19.1	6.8					
17/07/99						5.0	0.0	682.8	236	53.5	19.3	6.9					
19/07/99						4.8	1.4	619.3	223.0	51.0	18.8	6.9					
21/07/99						4.8	0.0	646.5	255.0	52.5	19.3	6.7					

	(mg/L)															
	Débit (l/s)	cond (US)	T°C	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	F ⁻	B%
23/07/99						4.9	0.0	655.0	232	52.0	19.8	7.2				
25/07/99						5.0	0.0	652.6	215	54.5	19.6	6.5				
27/07/99						5.1	0.1	660.0	231	54.5	19.5	7.1				
29/07/99						4.9	0.0	648.4	246	32.0	19.5	6.7				
31/07/99						4.8	0.0	639.8	241	53.5	19.0	6.8				
02/08/99						4.9	0.2	651.1	241	53.0	19.5	9.9				
01/09/99						4.9	0.0	654.0	148	59.5	20.4	7.1				
03/09/99						5.2	3.7	747.4	171	55.5	19.0	7.8				
05/09/99						5.1	5.4	642.4	154	57.5	19.2	8.2				
07/09/99						5.2	13.6	572.3	125	59.5	19.5	8.0				
09/09/99						5.3	9.3	646.4	135	58.0	20.1	7.2				
11/09/99						5.1	3.3	739.0	164	56.5	19.3	8.6				
13/09/99						5.2	7.0	686.9	144	75.5	19.8	7.1				
15/09/99						5.1	3.9	734.5	153	56.0	19.0	7.2				
17/09/99						5.1	4.4	712.6	152	58.0	19.7	6.8				
19/09/99						5.0	2.3	735.1	146	52.0	19.0	6.3				
13/10/99						12.6	0.0	616.1	183	53.5	19.4	6.3				
15/10/99						5.1	0.0	847.6	192	51.5	19.1	6.1				
17/10/99						5.0	0.0	835.9	191	53.5	19.1	5.9				
19/10/99						5.4	0.0	691.1	189	52.5	20.0	7.4				
25/10/99						3.3	1.2	465.5	166	39.0	15.5	7.1				
01/11/99						4.6	0.0	594.3	210	45.5	18.1	5.0				
05/11/99						3.9	0.0	512.7	186	42.5	15.6	3.2				
07/11/99						4.2	0.0	510.1	162	42.5	15.4	4.2				
09/11/99						5.6	0.0	644.2	216	51.5	18.9	5.3				
11/11/99						5.3	0.0	673.2	190	52.0	19.5	4.4				
13/11/99						4.9	0.0	510.0	151	42.0	15.7	4.9				
15/11/99						4.6	0.0	518.4	169	46.5	17.5	5.8				
17/11/99						4.7	0.0	517.2	202	51.0	19.3	6.3				
19/11/99						0.0	0.0	514.9	155	46.0	16.6	5.1				
21/11/99						5.0	0.0	582.1	169	50.5	18.4	5.8				
19/03/00						3.7	0.0	401.4	200	50.5	19.3	5.9				
03/05/00		1352	12.2	8.06		0.0	0.0	596.0	230	50.5	21.5	5.5				
08/06/00						8.8	20.0	490.7	228	52.5	19.2	7.1				
09/06/00						4.8	0.0	586.8	276	51.5	19.4	6.6				
10/06/00						4.3	0.0	593.6	244	59.5	16.2	6.4				
11/06/00						4.4	0.0	594.1	244	50.5	19.0	6.3				
12/06/00						7.5	0.0	580.7	245	50.0	18.7	5.9				
17/06/00						4.8	0.0	566.0	241	45.0	18.3	6.9				
18/06/00						5.6	0.0	525.2	235	50.5	19.1	6.9				
19/06/00						4.4	0.0	566.8	235	52.0	19.0	7.4				
20/06/00						4.9	0.0	571.4	213	50.0	19.1	7.4				
21/06/00						4.7	0.0	578.9	213	51.5	19.2	7.5				
22/06/00						5.0	0.0	585.6	253	49.5	19.3	7.4				
23/06/00						5.1	0.0	587.5	228	49.5	19.3	7.6				
11/07/00		1331	20.0	7.38		4.7	0.0	607.8	226	51.5	19.7	7.5				
12/07/00						5.7	0.0	645.4	200	49.5	19.8	6.2				
14/07/00						4.7	0.0	641.4	186	50.5	19.4	6.3				
16/07/00						4.9	0.0	638.5	194	50.5	19.7	6.3				
18/07/00						4.8	0.0	633.9	179	50.5	19.2	6.3				
20/07/00						4.8	0.0	642.0	185	50.5	19.3	6.7				
22/07/00						4.8	0.0	632.5	194	50.0	19.5	7.1				
24/07/00						4.7	0.0	639.4	196	50.5	19.2	6.4				
26/07/00						4.8	2.1	639.2	207	50.0	19.1	6.6				
28/07/00						4.7	3.8	630.2	222	49.0	19.3	6.7				
30/07/00						4.5	2.1	631.7	209	49.5	19.7	5.7				
01/08/00						4.8	1.4	638.9	243	48.5	19.6	6.7				
03/08/00						5.2	3.4	628.4	225	50.0	19.5	6.9				
05/08/00						4.6	2.7	623.0	217	50.5	18.9	6.1				
07/08/00						4.5	4.0	621.1	193	50.5	19.2	6.2				
09/08/00						5.0	5.1	635.7	209	51.0	19.7	6.7				

ANNEXES IV: ANALYSES CHIMIQUES SUR LES VALLÉES DE LA TINÉE ET DE L'ORCO

	Débit (l/s)	cond (US)	T°C	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	F ⁻	B%
11/08/00						4.6	2.6	621.3	218	22.5	19.8	5.7				
13/08/00						0.0	0.0	35.1	76	4.0	5.9	1.1				
15/08/00						4.6	0.0	627.2	219	42.5	19.6	6.6				
17/08/00						4.8	0.0	635.9	207	50.0	19.8	6.8				
19/08/00						5.1	0.0	630.9	207	48.5	19.4	5.6				
21/08/00						4.8	0.0	623.2	186	49.0	19.8	6.8				
23/08/00						5.0	0.0	633.2	207	49.0	19.7	6.9				
25/08/00						4.9	0.0	629.8	206	49.0	19.5	6.8				
27/08/00						4.6	0.0	618.1	208	50.0	19.4	6.7				
19/09/00		1323	15.8	8.22		4.8	0.0	583.9	216	50.0	17.9	6.9				
20/09/00						4.5	0.0	608.1	199	48.5	18.9	6.6				
21/09/00						4.5	0.0	594.8	213	48.5	19.4	7.1				
22/09/00						4.7	0.0	592,,0	206	48.0	19.9	7.4				
23/09/00						5.5	0.0	603.6	179	48.0	19.5	7.0				
24/09/00						4.5	0.0	599.0	176	49.5	19.5	6.9				
25/09/00						7.1	0.0	591.1	209	48.5	19.1	7.1				
26/09/00						4.8	0.0	594.7	209	48.0	19.3	7.1				
27/09/00						4.5	0.0	596.6	208	50.0	19.1	7.5				
28/09/00						4.9	0.0	594.4	200	49.5	19.0	7.2				
29/09/00						4.9	0.0	586.1	201	49.0	19.1	7.0				
30/09/00						4.7	0.0	588.2	182	49.0	18.7	7.1				
01/10/00						4.8	0.0	590.8	210	48.5	19.1	6.9				
02/10/00						4.3	0.0	594.0	203	48.0	19.2	6.4				
03/10/00						4.6	0.0	588.1	217	37.0	19.4	7.1				
04/10/00						4.5	0.0	590.1	207	48.0	19.2	6.7				
05/10/00						5.2	0.0	590.1	213	47.5	19.0	7.0				
06/10/00						4.7	0.0	590.4	205	48.0	19.0	6.8				
07/10/00						4.7	0.0	590.6	205	49.5	19.2	7.0				
08/10/00						5.1	0.0	587.9	192	50.0	19.1	6.5				
09/10/00						4.3	0.0	592.6	204	49.5	19.1	7.0				
10/10/00						4.6	0.0	597.2	192	43.5	19.1	6.9				
11/10/00						4.5	0.0	565.4	159	48.5	18.2	6.4				
12/10/00						4.4	0.0	562.4	197	48.5	18.5	6.6				
24/11/00	éboulement du site															
03/02/01		1518	9.7	8.08	105	4.6	0.0	715.5	245	55.0	18.7	8.5				-3%
03/04/01		902	9.4	7.46		7.0	0.2	608.5	177	47.5	16.4	4.2				
05/04/01			9.4	7.23		5.3	0.0	602.6	175	46.0	16.2	4.0				
09/04/01		906	9.8	7.29		4.9	0.1	607.7	201	47.0	16.0	4.0				
12/04/01			9.7	7.77		5.1	0.0	617.8	180	47.5	16.3	4.1				
16/04/01		714	10.6	7.14		5.2	0.4	618.4	210	44.0	16.4	3.5				
19/04/01		1346	10.8	7.53	227	5.1	1.3	621.9	206	47.0	16.4	3.8				6%
10/07/01						4.9	0.0	712.2	173	55,,00	17.7	8.0				
20/07/01		302	14.0	7.55		4.5	0.8	724.1	167	55.5	17.8	8.3				
27/07/01			14.0	7.60		4.6	0.0	710.1	166	53.5	17.5	7.8				
11/11/01						4.7	0.6	744.4	184	56.5	17.9	8.0				
12/11/01		1523	9.6	8.08	102	4.4	0.0	703.7	234	56.5	19.3	8.6				-3%
18/11/01		1453	10.0	7.97		2.0	0.0	550.9	179	10.4	3.5	1,,74				
26/11/01		1523	9.8	8.07	105	5.5	0.0	717.4	232	55.5	19.6	8.6				-1%
10/12/01		1518	9.8	6.07	110	4.5	0.0	706.3	256	56.0	18.8	8.5				-5%
13/12/01		1518	9.8	8.09	102	4.7	0.0	707.9	240	55.0	19.4	8.4				-3%
17/12/01		1518	9.8	8.08	105	4.9	0.4	794.7	233	55.0	19.5	8.4				3%
24/12/01		1518	9.6	8.08	102	5.1	0.0	802.5	232	55.0	19.0	8.3				4%
31/12/01		1500	9.3			4.8	0.0	778.6	234	55.0	19.9	10.3				
07/01/02		1504	10.0			5.4	0.3	794.0	223	55.0	19.3	8.8				
17/01/02		1505	10.3			4.8	0.3	783.3	244	56.5	19.5	9.3				
08/02/02		1961	10.8	8.10	132	4.9	0.0	757.6	242	55.5	19.6	10.1				1%
13/02/02		2437	11.0	8.02	127	5.0	0.0	753.8	242	56.0	19.4	8.8				0%
15/02/02		2309	11.2	6.96	127	5.0	0.0	764.1	235	55.0	19.6	8.8				2%
21/02/02		2294	11.4	7.05	127	4.8	0.0	757.8	246	56.5	19.0	9.1				0%
26/02/02		2370	11.6	6.90	117	5.0	0.0	750.8	238	55.5	19.6	9.5				0%
08/03/02		2399	12.8	8.10	115	5.0	0.0	758.7	236	55.5	19.0	8.8				1%

(mg/L)																
	Débit															
	(l/s)	cond (US)	T°c	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	F ⁻	B%
15/03/02		2342	12.8	8.50	122	4.6	0.0	727.0	233	54.9	19.0	8.8				0%
22/03/02		2266	13.2	8.60	101	4.7	0.0	731.3	247	54.9	19.5	8.8				-3%
29/03/02		1894	13.3	7.78	102	4.5	0.0	715.5	246	54.9	19.0	8.7				-3%
05/04/02		2418	13.5	7.98	117	4.5	0.0	726.2	235	54.9	19.3	8.9				-1%
12/04/02		1885	13.8	8.03	110	4.8	0.0	729.2	232	55.5	19.2	8.5				0%
26/04/02			8.9	8.24	117	2.9	0.0		70	11.9	0.6	3.1				
21/05/02			11.2	7.48	117	2.6	0.0		69	11.6	6.0	3.3				
02/06/02			8.9	7.80	95	2.8	0.0		91	11.5	6.0	3.3				
09/06/02			8.4	7.42	120	2.6	0.0		66	11.3	6.0	3.2				
15/06/02	Ev=255	1508	12.1	7.74	227	6.3	0.8	760.9	254	60.5	19.3	7.5				3%
04/07/02								742.7		49.3	17.0				1	
11/07/02								718.7		48.8	16.8					
12/07/02								724.6		51.5	17.2				1	
20/07/02								732.8		50.0	17.1				1	
23/07/02								717.6		48.5	17.5				0	
10/08/02								734.0		49.0	17.2				1	
16/08/02								723.9		49.5	17.2					
31/08/02								715.2		49.0	17.3					
03/09/02								31.3		5.3	2.7				1	
30/09/02								710.5		49.5	16.9				0	
01/10/02								719.1		48.5	17.3					
08/10/02								723.3		48.3	17.0				1	
18/10/02								701.4		48.3	16.9					
19/10/02								718.3		49.0	17.3					
28/10/02							1.0	722.5		48.8	17.1				1	
14/11/02							12.9			6.3	4.8					
30/11/02							12.2			2.5	4.6					
13/12/02		1333	7.3	7.89			12.6			2.5	4.6					
21/12/02							12.5			2.5	4.5					
06/01/03							12.6			2.5	4.7					
18/01/03							12.5			1.3	4.6					
29/01/03							12.4			2.4	4.7				0	
08/02/03							12.5			2.5	4.6					
24/02/03							13.1			2.5	4.8					
09/03/03							12.4			2.5	4.6				0	
17/03/03							12.9			2.7	4.6				0	
20/03/03		1360	10.6	8.12	225	2.3	0.5	630.2	197	46.8	16.1	8.8				7%
24/03/03							0.3	643.1		48.8	16.6				0	
25/03/03		1380	8.4	8.17	234		0.3	635.7	200	48.8	16.6	8.0				7%
26/03/03							12.8	82.6		12.5	4.6				0	
28/03/03								635.3		47.3	16.0				0	
01/04/03								644.5	259	48.5	16.3					
05/04/03								647.4		48.8	16.3				0	
09/04/03								645.7		50.0	17.0				0	
11/04/03								643.5		47.0	16.5				0	
13/04/03								640.7	281	49.0	16.6					
15/04/03								627.7		49.0	16.4				0	
17/04/03								618.4		48.0	16.5					
19/04/03								624.7		9.4	16.3					
21/04/03								621.6		46.5	16.2					
23/04/03								621.6		47.8	16.5					
25/04/03								620.2		9.4	17.0				0	
27/04/03								624.8		46.0	16.6					
29/04/03								621.5		9.6	16.2				0	
01/05/03							3.9	615.2	213	48.8	16.4					
03/05/03								625.5		48.0	16.5					
05/05/03								621.2	216	48.0	16.3				0	
07/05/03								613.9		47.0	16.2				0	
09/05/03								622.7	215	47.8	16.4					
11/05/03								612.9		48.8	16.5				0	
13/05/03		1216	12.3	7.93	212		0.5	615.7	245	48.0	16.5				0	-2%
(mg/L)																

(mg/L)

ANNEXES IV: ANALYSES CHIMIQUES SUR LES VALLÉES DE LA TINÉE ET DE L'ORCO

	Débit (l/s)	cond (US)	T°c	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	F ⁻	B%
07/05/03								613.9		47.0	16.2				0.05	
09/05/03								622.7	215	47.8	16.4					
11/05/03								612.9		48.8	16.5				0.1	
13/05/03		1216	12.3	7.93	212		0.5	615.7	245	48.0	16.5				0.05	-2%
15/05/03										48.5	16.5					
17/05/03								617.2		47.8	16.4				0.05	
18/05/03							1.3	562.8		57.2	16.2				0.04	
20/05/03							1.6	590.2		56.9	16.3				0.03	
22/05/03							1.2	500.4		57.3	16.1				0.05	
24/05/03							1.0	492.6		57.3	16.1				0.02	
26/05/03							0.7	494.7		55.4	16.0				0.03	
28/05/03							1.6	473.3		59.2	16.6				0.04	
30/05/03							0.6	510.0		57.4	15.8				0.03	
01/06/03							1.3	475.1		56.9	16.0				0.04	
03/06/03							0.6	489.2		57.6	16.3				0.03	
05/06/03							0.8	514.5		56.4	16.2				0.04	
07/06/03							0.6	487.0		57.9	16.2				0.04	
09/06/03							8.1	488.0		56.5	16.4				0.04	
11/06/03							0.1	474.5		57.7	16.8				0.03	
13/06/03							0.4	489.8		53.3	16.2				0.03	
15/06/03							1.1	540.0		55.4	16.4				0.03	
17/06/03								522.7		54.1	16.8				0.04	
19/06/03							0.3	510.0		53.0	16.7				0.04	
21/06/03							8.4	522.1		55.5	16.7				0.05	
23/06/03								550.3		56.5	16.2				0.04	
25/06/03								540.9		57.7	16.5				0.05	
27/06/03								509.4		56.0	16.5				0.03	
29/06/03							0.4	541.9		56.1	16.5				0.03	
01/07/03							0.4	575.6		57.0	16.7				0.03	
03/07/03		1368	11.6	8.05	200	2.0	18.2	539.9	200.0	56.7	17.0				0.04	-2%
03/07/03							2.2	472.6		57.9	28.3				0.04	
05/07/03							6.3	531.4		60.5	18.5					
07/07/03							4.9	619.2		61.7	18.7				0.02	
09/07/03							5.8	523.2		59.4	18.5				0.03	
11/07/03							4.8	605.8		59.5	18.4				0.03	
13/07/03							4.8	528.6		58.5	18.1				0.02	
15/07/03							3.9	604.8		60.9	18.4				0.03	
17/07/03		1201			190	4.36	0.00	548.50	204	42.00	14.00	8.49				0%
19/07/03							4.3	540.9		61.5	18.2				0.03	
21/07/03							5.7	539.5		57.6	17.9				0.04	
23/07/03							6.1	533.0		55.8	17.7				0.05	
25/07/03							1.6	606.8		57.4	17.7				0.04	
27/07/03							6.3	519.8		56.9	17.8				0.04	
29/07/03							6.0	544.2		56.6	17.5				0.03	
31/07/03							5.9	545.8		55.8	17.5				0.05	
02/08/03			11.7	7.9			4.5	531.3		57.8	18.6				0.01	
04/08/03			11.5	7.5			4.4	612.4		60.2	18.2				0.03	
06/08/03			11.6	7.5			7.2	113.3		8.1	5.9				0.02	
08/08/03			11.4	7.4												
10/08/03			12	7.5												
26/08/03		1010	12.4	7.5	234	4.0	5.2	532.0	210	60.1	18.3				0.01	-4%
28/08/03			11.9	7.5			5.0	576.6		59.6	17.3				0.04	
30/08/03			12.1	7.5			5.9	540.8		58.2	16.7				0.04	
01/09/03			12.6	7.5			0.6	545.4		60.0	17.0				0.02	
03/09/03			12.5	7.4			0.7	562.0		58.5	16.9				0.01	
05/09/03			12.8	7.4			0.8	590.9		58.5	17.0				0.03	
07/09/03			12.4	7.5			0.8	533.7		59.8	16.9				0.03	
09/09/03			12.7	7.3			0.6	539.9		58.0	16.9				0.03	
11/09/03			12.6	7.3			0.7	577.2		59.3	16.9				0.03	
13/09/03			12.3	7.4			0.6	566.9		58.2	17.2				0.03	

(mg/L)

	Débit (l/s)	(mg/L)											Sr	Si	F ⁻
		cond (US)	T°c	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺			
15/09/03			12.7	7.3			0.6	558.0		58.3	17.1				0.03
17/09/03			12.8	7.5			0.8	570.1		58.0	16.9				0.03
19/09/03			12.2	7.4			0.7	585.3		58.1	17.0				0.03
21/09/03			12	7.4			0.7	556.2		57.8	16.4				0.03
23/09/03			12.5	7.4											
28/09/03		1519	12.4	7.88	224			602.2	200	77.4	17.1				0.02
30/09/03			11.8	7.4				627.0		73.1	16.8				0.02
02/10/03			11.9	7.4				574.9		66.7	16.7				0.03
04/10/03			11.5	7.5				573.0		62.9	16.4				0.03
06/10/03			11.3	7.4				561.9		60.6	16.1				0.04
08/10/03			11.5	7.5				576.0		57.4	16.9				0.04
10/10/03			11.3	7.4				571.8		62.1	16.3				0.03
12/10/03			11.6	7.4				549.8		59.2	16.3				0.03
14/10/03			11.5	7.4				573.8		62.6	17.0				0.03
16/10/03			11.5	7.4				550.3		67.1	16.8				0.03
18/10/03			11.6	7.4				536.3		55.8	16.2				0.03
20/10/03			11.7	7.4				524.1		62.8	16.3				0.03
22/10/03			11.7	7.4				532.3		60.0	16.4				0.03
24/10/03			11.6	7.4			0.8	568.0		61.0	17.1				0.03
26/10/03							0.8	562.6		53.9	17.3				0.03
28/10/03			12.4	7.5			0.9	552.6		66.2	16.8				0.04
30/10/03							1.0	572.9		55.5	15.5				0.03
01/11/03							1.8	441.4		42.9	13.4				0.04
03/11/03			11.7	7.4			4.8	509.4		53.5	15.1				0.05
05/11/03			12.3	7.4			1.7	546.0		55.9	16.6				0.03
18/11/03						10.0	0.5	551.4	198	54.5	14.4	6.7			0.02
20/11/03						10.7	0.3	620.9	180	60.0	15.7	7.3			0.03
22/11/03						7.5	0.0	601.3	213	59.3	15.2	6.7			0.02
24/11/03						7.6	0.0	600.8	211	58.7	15.0	6.7			0.02
26/11/03						7.3	0.0	586.3	206	56.8	14.9	6.5			0.02
28/11/03						7.6	0.0	625.8	219	61.1	15.8	6.9			0.03
30/11/03						7.5	0.0	601.3	221	56.4	15.5	6.5			0.03
02/12/03						7.3	0.0	614.4	202	58.7	15.5	6.6			0.01
04/12/03						7.7	0.0	625.1	222	60.0	15.6	6.6			0.03
06/12/03					210	8.1	0.0	603.0	211	57.3	15.1	6.4			0.02
08/12/03						7.4	0.0	581.8	210	55.3	14.9	6.3			0.02
10/12/03						7.7	0.0	625.6	222	61.7	15.8	6.7			0.03
12/12/03						7.4	0.0	622.5	224	59.7	15.7	6.5			0.02
14/12/03						7.2	0.0	635.4	220	60.1	15.6	6.5			0.03
16/12/03						7.4	0.0	603.9	223	57.8	15.2	6.4			0.02
18/12/03						7.0	0.7	594.9	210	56.0	15.1	6.3			0.02
20/12/03						6.8	0.7	598.1	204	56.9	15.0	6.3			0.01
22/12/03						7.1	0.7	603.7	218	60.0	16.1	7.5			0.02
24/12/03						6.9	0.7	591.8	219	59.5	16.1	7.2			0.02
26/12/03						7.0	0.0	586.8	214	58.4	15.6	6.9			0.03
28/12/03						4.4	0.7	592.8	215	58.6	15.7	6.8			0.00
30/12/03						4.3	0.7	591.5	213	58.3	15.5	6.7			0.00
01/01/04						4.8	0.8	594.2	226	56.5	15.3	6.6			0.00
03/01/04						4.5	0.0	598.1	230	58.4	15.5	6.5			0.00
05/01/04						5.8	1.5	594.2	229	58.9	15.8	7.9			0.00
27/01/04		1326.00	8.10	100	190	6.7	0.0	630.9	224	44.0	15.6	8.5			0.01
30/01/04						6.7	0.2	588.8	218	29.0	16.6	8.3			0.02
02/02/04						6.8	0.0	587.6	212	51.0	17.0	8.5			0.01
05/02/04						7.1	0.3	592.1	224	51.0	17.2	8.6			0.02
08/02/04						6.7	0.0	596.7	196	47.0	15.5	8.6			0.01
11/02/04						6.3	0.0	588.4	252	46.0	15.2	8.6			0.01
14/02/04						6.7	0.0	588.7	246	51.0	17.5	8.5			0.01
17/02/04						6.8	0.0	600.3	220	49.0	16.1	8.6			0.01
20/02/04						6.8	0.0	598.8	230	51.0	17.0	8.3			0.01
23/02/04						6.6	0.0	580.4	196	42.0	14.5	8.5			0.02
26/02/04						6.3	0.0	548.9	242	40.0	14.1	8.0			0.01

ANNEXES IV: ANALYSES CHIMIQUES SUR LES VALLÉES DE LA TINÉE ET DE L'ORCO

	(mg/L)															
	Débit															
	(l/s)	cond (US)	T°c	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	F ⁻	B%
29/02/04						6.0	0.0	535.9	232	43.0	15.0	7.7			0.01	
03/03/04						6.2	0.0	547.0	352	44.0	15.0	7.6			0.01	
06/03/04						6.1	0.0	555.0	228	42.0	14.3	7.9			0.01	
09/03/04						6.7	0.0	588.1	208	47.0	15.6	7.9			0.01	
12/03/04						6.6	0.0	602.0	218	47.0	16.0	8.2			0.01	
15/03/04						6.8	0.0	598.9	202	44.0	15.5	8.0			0.03	
18/03/04						6.7	0.0	608.2	224	45.0	15.3	8.2			0.01	
21/03/04						6.7	0.0	614.8	200	46.0	15.7	8.2			0.02	
24/03/04						6.8	0.0	605.5	198	47.0	17.5	8.4			0.01	
27/03/04						4.6	0.2	595.7	200	49.0	15.8	8.3			0.06	
30/03/04						4.9	0.0	615.6	208	47.0	16.0	8.4			0.03	
02/04/04						10.6	0.1	529.7	202	47.0	21.4	14.7			0.04	
05/04/04						5.3	0.1	663.0	216	50.2	16.4	8.4			0.03	
29/04/04		1198	9.7	8.32	232	4.7	0.3	587.1	180	56.0	14.0	11.0			0.02	9%
29/04/04									226	47.7	21.2	8.8				
02/05/04									170	30.9	12.4	8.7				
05/05/04									174	52.1	25.1	8.7				
08/05/04									190	51.0	23.5	8.6				
11/05/04									164	5.2	22.9	8.6				
14/05/04									176	44.4	19.3	8.6				
20/05/04						4.7	0.1	629.8	184	47.0	20.8	8.6			0.04	
23/05/04						5.0	0.2	632.1	194	52.4	24.3	8.5			0.03	
26/05/04						5.3	0.1	622.4	160	51.4	23.5	8.8			0.05	
29/05/04						5.0	1.4	626.5	188	55.0	26.3	8.5			0.03	
01/06/04						5.3	0.1	642.4	174	50.7	23.7	8.7			0.03	
04/06/04						5.1	0.0	620.6	190	51.4	26.1	8.5			0.06	
07/06/04						5.1	0.1	633.8	214	54.6	28.3	9.0			0.03	
10/06/04						5.1	0.0	643.1	274	48.4	14.0	8.8			0.03	
13/06/04						5.1	0.1	623.9	244	50.2	14.9	8.7			0.03	
16/06/04						5.1	0.1	649.1	298	48.9	14.4	8.1			0.03	
19/06/04						5.0	0.0	629.5	262	54.6	16.2	8.8			0.03	
22/06/04						4.9	0.0	618.5	238	54.2	16.0	8.2			0.05	
25/06/04						5.2	0.1	614.4	362	48.8	14.1	8.1			0.05	
28/06/04						5.0	0.0	625.8	224	46.0	14.3	8.2			0.06	
01/07/04						5.1	0.0	629.3	238	48.9	14.4	8.3			0.04	
04/07/04						6.8	1.6	628.9	256	44.6	13.1	8.1			0.03	
07/07/04					100	7.1	0.7	655.2	268	51.9	15.4	8.4			0.02	
20/07/04		1201	11		0	4.0	0.0	548.0	208	42.0	14.0	9.0			0.08	4%

SUIVI A LA SOURCE 5

(mg/L)

183

SUIVI A LA SOURCE 5

(mg/L)

s5	Débit (l/s)	cond (US)	T°C	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	B%
05/06/99						1.0	0.8	36.63	32.5	2.54	4.57	1.29			
07/06/99						0.9	0.7	37.21	32.7	2.54	4.59	1.33			
09/06/99						0.9	1.1	37.80	37.6	2.54	4.67	1.33			
11/06/99						0.8	0?	29.52	49.3	2.56	4.93	2.27			
13/06/99						0.9	1.1	37.63	34.7	2.56	4.65	1.38			
16/06/99	0.03	189.0		7.1		0.8	0.4	39.44	21.4	2.72	4.59	1.43			
17/06/99						1.0	0.0	40.31	30.7	3.22	4.94	1.63			
19/06/99						0.9	0.0	41.04	29.3	3.21	4.88	1.44			
21/06/99						0.8	0.3	41.32	36.1	3.19	4.75	1.29			
23/06/99						0.7	0.0	42.06	37.4	3.21	4.73	1.37			
25/06/99						0.9	0.2	41.91	35.9	3.22	4.74	1.35			
27/06/99						0.8	0.0	42.10	31.9	3.22	4.73	1.32			
29/06/99						0.7	0.4	42.63	36.5	3.23	4.73	1.35			
01/07/99						0.7	0.0	43.22	36.4	3.26	4.84	1.36			
03/07/99						0.8	0.0	44.08	36.7	3.27	4.82	1.32			
05/07/99						0.7	0.0	44.34	34.2	3.26	4.94	1.45			
07/07/99						0.8	0.1	45.03	34.5	3.25	4.89	1.39			
09/07/99						0.7	0.0	45.42	36.6	4.20	4.92	1.33			
11/07/99						0.7	0.0	45.33	35.4	3.28	4.96	1.34			
13/07/99						0.6	0.0	45.92	34.2	3.30	4.95	1.37			
15/07/99						0.8	2.7	46.13	26.4	3.29	5.00	1.49			
17/07/99						0.7	0.1	45.94	35.5	3.28	4.96	1.35			
19/07/99						0.6	0.0	45.84	34.2	3.29	4.98	1.34			
21/07/99						0.6	0.0	45.54	26.7	3.30	5.05	1.37			
23/07/99						0.6	0.0	45.62	34.3	3.29	5.01	1.35			
25/07/99						0.6	0.0	45.94	27.5	4.26	5.05	1.37			
27/07/99						0.6	0.0	45.77	28.1	4.22	4.88	1.36			
29/07/99						0.6	0.0	46.08	28.2	4.26	4.96	1.37			
31/07/99						0.7	0.0	49.16	36.8	4.62	4.98	1.41			
02/08/99						0.5	0.0	47.18	33.6	4.24	4.91	1.38			
01/09/99						1.0	0.0	48.31	26.7	4.30	5.11	1.51			
01/09/99						0.3	0.7	47.70	27.4	4.36	5.21	2.84			
03/09/99						0.9	1.2	58.53	30.4	5.38	5.29	2.48			
05/09/99						0.5	1.1	47.70	32.4	4.32	5.07	1.47			
07/09/99						0.6	1.0	50.51	28.6	4.54	5.09	1.58			
09/09/99						0.9	0.7	49.41	28.3	4.36	5.01	1.44			
11/09/99						0.6	0.7	47.64	29.5	4.28	5.05	1.46			
13/09/99						0.9	0.8	47.78	26.8	4.30	5.09	1.52			
15/09/99						0.9	1.0	47.32	27.4	4.46	5.14	1.51			
17/09/99						0.9	0.9	48.71	27.0	4.42	5.14	1.5			
19/09/99						0.8	1.1	69.64	32.10	4.72	5.26	2.62			
21/09/99						1.0	1.8	39.16	22.30	3.16	4.58	1.31			
23/09/99						1.2	0.8	44.16	24.10	3.28	4.83	1.83			
25/09/99						1.0	0.9	46.42	24.80	4.32	4.90	1.42			
27/09/99						1.0	0.6	47.44	26.50	4.22	4.98	1.42			
29/09/99						1.0	0.5	48.35	26.00	4.26	4.98	1.42			
01/10/99						0.9	0.3	48.91	25.40	4.22	4.99	1.42			
03/10/99						0.9	0.4	49.39	26.90	4.38	5.07	1.47			
05/10/99						0.6	0.2	49.91	27.50	4.38	5.04	1.43			
07/10/99						0.6	0.2	50.21	29.70	4.40	5.18	1.46			
09/10/99						0.5	0.2	50.21	32.70	4.36	5.14	1.5			
11/10/99						0.6	0.1	50.00	28.30	4.38	5.13	1.43			
13/10/99						1.0	0.3	50.45	27.00	4.44	5.12	1.55			
15/10/99						0.7	0.3	50.17	29.20	4.44	5.10	1.46			
17/10/99						0.6	0.5		29.20	4.36	5.12	1.43			
19/10/99						0.7	0.7	55.24	31.10	1.72	5.10	1.69			
08/11/99						1.8	3.1	44.18	27.60	3.24	4.88	1.6			
10/11/99						1.3	1.8	26.12	16.70	2.56	3.88	1.24			
16/11/99						0.9	1.2	31.45	27.70	2.68	4.09	1.4			
18/11/99						1.8	1.0	31.96	19.10	2.77	4.16	1.21			

SUIVI A LA SOURCE 5

(mg/L)

	Débit														
	(l/s)	cond (US)	T °c	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	B%
20/11/99						1.0	0.8	36.40	29.90	2.88	4.36	1.32			
26/11/99						1.4	0.6	35.52	29.00	2.86	4.54	1.41			
28/11/99						1.1	0.5	34.61	28.10	2.85	4.26	1.21			
30/11/99						2.3	0.6	36.47	21.00	2.93	4.71	1.47			
02/12/99						1.1	0.5	36.90	21.40	2.93	4.36	1.24			
04/12/99						1.6	0.5	37.83	24.20	2.92	4.48	1.29			
05/12/99						1.5	0.0	41.85	22.40	3.07	4.87	1.67			
09/12/99						1.6	0.0	41.49	25.40	3.11	5.08	1.63			
11/12/99						1.4	0.0	41.39	28.20	3.14	4.96	1.71			
13/12/99						1.3	0.0	41.72	23.30	3.13	4.94	1.71			
15/12/99						1.6	0.0	42.54	28.90	3.14	5.11	1.86			
17/12/99						1.7	0.0	42.67	34.00	3.15	4.89	1.64			
18/03/00						2.0		49.17	24.00	3.28	5.12	1.46			
20/03/00						0.7	1.6	49.90	24.70	3.26	4.89	1.33			
22/03/00						0.7	1.5	49.15	24.80	3.28	4.96	1.57			
24/03/00						0.7	1.4	48.94	24.90	3.26	4.91	1.52			
26/03/00						0.8	1.2	49.45	24.80	3.26	4.90	1.51			
28/03/00						0.8	1.3	49.58	23.60	3.28	4.93	1.51			
30/03/00						0.7	0.6	48.89	23.50	3.27	4.88	1.47			
01/04/00						0.8	0.5	48.09	23.80	4.14	4.95	1.49			
03/04/00						0.7	4.6	47.65	23.60	0.44	4.89	1.45			
05/04/00						0.8	1.0	46.55	24.20	3.20	4.76	1.46			
07/04/00						0.9	2.0	45.08	23.40	3.10	4.70	1.33			
09/04/00						1.0	1.9	42.11	20.90	3.11	4.64	1.44			
11/04/00						0.8	1.6	41.36	20.10	3.09	4.47	1.35			
13/04/00						0.9	1.6	42.69	20.40	3.04	4.48	1.28			
15/04/00						0.8	2.1	43.43	19.10	2.46	4.54	1.35			
17/04/00						0.9	1.4	42.20	20.20	3.09	4.54	1.44			
19/04/00						0.9	2.2	24.19	11.20	1.04	3.49	1.09			
21/04/00						0.9	1.9	27.65	13.70	2.46	3.69	1.13			
23/04/00						0.9	1.1	31.49	15.70	2.69	3.88	1.23			
25/04/00						1.1	1.0	30.43	17.20	2.66	3.97	1.25			
27/04/00						0.9	1.6	28.44	15.70	2.58	3.81	1.21			
29/04/00						1.0	0.9	27.55	14.80	2.58	3.88	1.17			
01/05/00						0.9	0.8	22.91	12.90	2.29	3.54	1.07			
03/05/00						0.9	0.7	26.60	14.00	2.50	3.78	1.16			
04/05/00						1.0	1.7	28.37	17.30	1.55	3.95	1.08			
25/05/00						0.6	0.3	35.52	22.20	2.95	4.34	1.27			
26/05/00						0.6	0.2	36.35	20.80	2.98	4.39	1.29			
27/05/00						0.6	0.0	36.73	23.50	3.00	4.42	1.3			
28/05/00						1.1	0.2	37.29	21.30	3.02	4.47	1.37			
29/05/00						0.6	0.2	36.85	20.90	3.04	4.44	1.32			
30/05/00						0.6	0.1	37.19	20.80	3.03	4.50	1.35			
31/05/00						0.7	0.0	37.82	21.80	3.04	4.46	1.35			
01/06/00						0.8	0.2	37.41	21.70	2.90	4.45	1.28			
02/06/00						0.7	0.0	37.86	20.80	3.07	4.51	1.37			
03/06/00						0.7	0.2	38.18	21.00	3.01	4.50	1.38			
04/06/00						0.5	1.0	38.92	20.80	3.05	4.43	1.31			
05/06/00						0.6	0.0	39.04	21.30	3.05	4.52	1.34			
06/06/00						0.6	0.0	38.82	21.10	3.06	4.51	1.35			
07/06/00						0.6	0.2	38.94	21.20	3.08	4.54	1.35			
08/06/00						0.6	0.2	37.67	19.30	2.92	4.42	1.26			
09/06/00						0.6	0.0	39.78	25.40	3.09	4.58	1.35			
10/06/00						0.7	0.0	39.94	24.70	3.09	4.51	1.33			
11/06/00						0.6	0.4	38.78	24.90	3.08	4.52	1.38			
12/06/00						0.6	0.6	27.84	19.20	2.53	3.88	1.11			
13/06/00						0.5	0.8	15.00	12.10	0.70	2.79	0.92			
14/06/00						0.5	0.4	18.48	15.00	1.95	3.03	0.96			
15/06/00						0.5	0.2	20.91	15.90	2.17	3.27	1.04			

ANNEXES IV: ANALYSES CHIMIQUES SUR LES VALLÉES DE LA TINÉE ET DE L'ORCO

SUIVI A LA SOURCE 5

	(mg/L)														
	Débit														
	(l/s)	cond (US)	T°C	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	B%
16/06/00						0.6	0.1	23.53	17.00	2.32	3.46	1.07			
17/06/00						0.8	0.0	25.54	18.40	2.41	3.74	1.28			
18/06/00						0.6	0.2	25.09	18.20	2.47	3.67	1.18			
20/06/00						0.7	0.3	27.41	15.90	2.73	3.96	1.35			
22/06/00						1.3	0.2	29.98	18.00	2.84	4.09	1.32			
24/06/00						0.7	0.5	32.43	18.40	3.00	4.25	1.36			
26/06/00						0.7	0.2	32.48	17.00	2.98	4.23	1.37			
28/06/00						0.8	0.4	32.76	16.90	3.02	4.38	1.46			
30/06/00						0.8	0.0	33.86	17.50	3.07	4.34	1.64			
02/07/00						0.7	0.1	35.18	17.20	3.10	4.38	1.34			
04/07/00						0.7	0.0	35.85	17.10	3.12	4.51	1.38			
06/07/00						0.7	0.2	36.08	17.70	3.15	4.53	1.42			
08/07/00						0.6	0.0	37.95	19.10	3.19	4.57	1.43			
10/07/00						0.6	0.0	43.09	19.40	3.19	4.53	1.4			
11/07/00	0.033	165.3	14.90	7.0		2.0	0.0	38.48	22.20	2.11	4.32	1.21			
12/07/00						0.6	0.8	44.29	20.40	3.20	4.59	1.37			
14/07/00						0.6	0.6	40.88	19.30	3.19	4.61	1.43			
16/07/00						0.6	1.1	43.06	20.30	3.23	4.64	1.43			
18/07/00						0.6	0.9	44.31	20.30	3.24	4.68	1.42			
20/07/00						0.6	1.4	42.67	20.40	3.25	4.72	1.45			
22/07/00						0.7	0.5	41.20	18.80	3.26	4.77	1.77			
24/07/00						0.6	2.1	37.62	19.90	3.18	4.57	1.43			
26/07/00						0.7	1.6	37.27	17.40	3.17	4.50	1.37			
28/07/00						0.6	0.8	38.98	19.30	3.21	4.59	1.42			
30/07/00						0.6	0.8	39.87	19.00	3.24	4.80	1.42			
01/08/00						0.6	1.3	41.05	19.90	3.24	4.80	1.38			
03/08/00						0.7	1.1	42.21	20.10	3.29	4.87	1.82			
05/08/00						0.6	0.4	41.60	20.30	4.38	4.89	1.51			
07/08/00						0.6	0.6	41.34	19.60	4.28	4.91	1.52			
09/08/00						0.6	1.9	41.25	19.60	4.40	4.88	1.52			
11/08/00															
13/08/00						0.6	0.9	42.73	19.40	4.48	5.02	1.54			
15/08/00						0.6	1.5	41.80	20.30	4.32	4.86	1.52			
17/08/00						0.6	0.9	42.27	19.90	4.42	4.86	1.62			
19/08/00						0.6	0.3	42.65	19.40	4.42	4.87	1.58			
21/08/00						0.7	0.3	43.12	20.40	4.34	4.89	1.63			
23/08/00						0.6	0.5	42.19	20.10	4.46	4.94	1.55			
25/08/00						0.6	0.2	42.91	19.70	4.18	4.92	1.51			
27/08/00						0.7	0.3	43.53	19.90	4.46	4.93	1.58			
29/08/00															
19/09/00	0.006	229.0	12.00	7.9		2.1	1.0	50.94	22.50	4.54	5.16	2.66			
19/09/00						2.2	0.2	46.77	18.40	4.54	4.94	1.52			
20/09/00						0.9	1.1	47.07	20.50	4.46	4.91	1.42			
21/09/00						0.8	1.1	45.39	22.00	4.54	4.93	1.48			
22/09/00						2.9	0.8	47.71	21.80	4.56	4.93	1.64			
23/09/00						1.0	0.8	48.36	20.80	4.56	4.95	1.51			
24/09/00						0.9	0.1	48.23	24.00	4.54	4.95	1.54			
25/09/00						0.7		48.39	21.90	4.60	4.99	1.65			
26/09/00						0.7	0.3	48.52	22.00	4.70	4.98	1.47			
27/09/00						0.8	0.6	50.13	21.30	4.56	4.98	1.45			
28/09/00						0.8	0.1	49.76	23.40	4.56	4.99	1.46			
29/09/00						0.9	1.2	39.56	19.90	3.88	4.61	1.4			
30/09/00						0.9	0.0	40.85	19.20	4.32	4.70	1.4			
01/10/00						0.9	0.0	43.39	18.50	4.52	4.75	1.42			
02/10/00						0.7	0.0	43.46	22.90	4.40	4.83	1.57			
03/10/00						0.9	0.0	44.67	19.80	4.44	4.89	1.46			
04/10/00						0.8	0.2	46.96	20.30	4.48	4.88	1.51			
05/10/00						0.8	0.3	45.32	21.00	4.48	4.89	1.5			
06/10/00						0.9	0.0	45.58	21.30	4.44	4.91	1.51			
07/10/00						0.8	0.0	46.00	20.20	4.46	4.94	1.59			

SUIVI A LA SOURCE 5

(mg/L)

	Débit														
	(l/s)	cond (US)	T°C	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr	Si	B%
08/10/00					0.8	0.3	47.26	19.90	4.54	4.93	1.45				
09/10/00					0.8	3.7	36.85	21.70	4.60	4.93	1.49				
10/10/00					0.9	0.6	34.96	16.50	3.74	4.29	2.35				
11/10/00					0.8	0.5	30.38	16.20	3.84	4.38	1.31				
12/10/00					0.8	0.5	30.32	14.60	3.40	4.17	1.27				
26/10/00		195.0		6.9	2.0		29.86	19.00	2.87	3.93	1				
24/11/00		88.0	6.00	7.5	2.0		12.66	10.90	1.83	2.71	0.79				
25/11/00					2.0	0.0	17.17	14.80	1.91	3.38	1.07				
26/11/00					3.6	0.0	19.76	15.00	2.06	3.50	1				
27/11/00					1.3	0.0	21.17	15.70	2.14	3.54	1.01				
28/11/00					1.0	0.0	22.23	18.20	2.23	3.67	1.05				
29/11/00					1.9	0.0	23.67								
30/11/00					3.7	0.0	25.13	17.00	2.35	4.15	1.42				
01/12/00					1.3	0.0	24.39	19.10	2.42	3.83	1.07				
02/12/00					0.9	0.0	22.49	18.80	2.39	3.81	1.05				
03/12/00					1.1	0.0	21.99	18.20	2.31	3.67	0.99				
04/12/00					0.8	0.0	23.17	17.90	2.28	3.70	1.03				
05/12/00					1.0	0.0	23.85	18.90	2.34	3.69	1				
06/12/00					1.7	0.0	24.54	19.00	2.38	3.85	1.1				
07/12/00					0.8	0.0	22.60	19.20	2.40	3.85	1.09				
08/12/00					0.8	0.0	21.26	18.80	2.34	3.85	1.22				
09/12/00					1.7	0.0	21.50	18.00	2.27	3.82	1.15				
10/12/00					1.0	0.0	22.76	17.30	2.27	3.99	1.29				
11/12/00					1.0	0.0	23.65	17.50	2.34	3.72	1.02				
12/12/00					0.8	0.0	24.60	17.60	2.40	3.84	1.07				
13/12/00					1.4	0.0	26.14	17.90	2.44	3.84	1.05				
14/12/00					0.8	0.0	24.99	30.80	2.55	3.92	1.07				
15/12/00					1.4	0.0	26.33	18.70	2.52	3.86	1.06				
16/12/00					0.8	0.0	27.21	19.30	2.57	4.11	1.21				
17/12/00					1.7	0.0	27.52	19.10	2.59	3.99	1.08				
18/12/00					0.9	0.0	28.93	19.20	2.61	4.24	1.36				
21/12/00					0.9	0.0	28.68	19.90	2.65	4.09	1.21				

SUIVI A LA SOURCE DE LUICETTA VALABRES

(mg/L)														
Date	T°C	Cond. (µS/cm)	pH	HCO ₃ ⁻ Br	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	B%	
15/05/03	9.9	152	8.37	67	0.05	1.1	0.4	18.2	2.2	3.4	0.8	25	2.9	
27/06/03	11.9	162.6	8											
26/08/03	15.5	150	8.32											
22/09/03					0.05	1.1	0.0	16.2	3.1	4.4	0.7			
24/09/03					0.05	0.9	0.3	15.9	2.7	3.9	0.9			
26/09/03					0.06	0.9	0.6	16.3	2.7	4.2	0.8			
28/09/03					0.05	0.8	0.3	16.1	2.7	3.9	0.9			
30/09/03					0.05	0.9	0.7	15.6	2.6	3.7	1.0			
02/10/03					0.05	0.9	0.3	16.1	2.6	3.7	0.7			
04/10/03				1	0.06	1.0		19.2	2.6	3.5	0.6			
06/10/03				1	0.05	1.0		19.5	2.7	3.4	0.5			
08/10/03				1	0.05	1.0		19.9	2.6	3.4	0.7			
10/10/03				1	0.05	1.0		20.2	2.6	3.3	0.7			
12/10/03				1	0.05	1.0		19.8	2.6	3.5	0.9			
14/10/03				1	0.05	1.0		18.6	2.6	3.3	0.6			
16/10/03				1	0.05	1.0		19.5	2.7	3.4	1.2			
18/10/03				1	0.06	1.0		19.6	2.7	3.6	0.9			
20/10/03				1	0.06	1.0		19.5	2.6	3.5	0.4			
22/10/03				5	0.05	1.6		20.3	2.8	3.4	0.8			
24/10/03					0.03	0.8	0.6	15.7	2.7	6.5	0.7			
26/10/03					0.02	0.7	0.4	12.6	2.6	5.9	0.2			
28/10/03	12.1	168	6.38	60	0.03	0.5		11.6	2.6	3.4	1.1	20	-0.1	
30/10/03					0.03	0.7		13.0	2.8	6.2	0.3			
01/11/03					0.02	0.6		12.2	2.7	5.8	0.2			
03/11/03					0.02	1.1		10.7	2.5	5.8	0.2	33		
05/11/03					0.02	0.7		10.6	3.0	3.5	0.7	27		
06/11/03					0.05	1.3	1.9	17.6	2.9	3.8	1.0	26		
08/11/03					0.04	1.5	2.1	19.0	2.8	3.4	0.6	27		
10/11/03				2	0.04	1.3		17.5	2.8	3.7	0.8	27		
12/11/03					0.06	1.4	1.9	19.2	2.7	3.6	1.1	27		
14/11/03				2	0.05	1.3		18.3	2.7	3.5	0.8	29		
16/11/03				3	0.04	1.2		18.0	2.8	3.6	0.8	33		
18/11/03				1	0.05	1.2		18.1	2.8	3.5	1.0			
18/11/03					0.04	1.2	1.6	17.0	2.8	3.7	1.1			
18/11/03				0	0.03	1.5	1.2	16.6	2.2	2.5	0.9	28		
20/11/03				0	0.03	1.4	1.5	16.8	2.2	2.4	0.8	26		
23/11/03				0	0.03	1.4	2.0	16.5	2.2	2.4	0.8	27		
26/11/03				0	0.03	1.5	3.4	14.4	2.0	2.1	1.1	25		
29/11/03				0	0.02	1.5	0.0	15.5	2.2	2.4	0.9	26		
02/12/03				0	0.03	2.0	3.0	13.8	2.3	2.5	1.0	25		
05/12/03				0	0.03	1.8	2.4	14.7	2.5	2.5	0.9	28		
08/12/03				0	0.03	1.9	4.4	15.6	2.4	2.5	1.1	30		
11/12/03				0	0.02	1.6	1.8	15.4	2.4	2.5	0.9	28		
14/12/03				0	0.03	1.8	3.3	16.4	2.4	2.5	1.2	28		
17/12/03				0	0.03	1.7	0.0	16.2	2.3	2.4	1.3	27		
20/12/03				0	0.03	1.5	0.8	15.9	2.3	2.4	0.9	27		
23/12/03				0	0.02	1.5	0.0	16.1	2.3	2.5	1.0	29		
26/12/03				0	0.02	1.4	1.7	16.3	2.3	2.4	0.8	26		
29/12/03				0	0.03	1.6	2.4	15.9	2.2	2.7	0.9	25		
31/12/03				0	0.02	1.5	1.8	15.4	2.2	2.8	0.8	24		
03/01/04				0	0.03	1.5	2.0	16.0	2.2	2.9	0.8	24		
06/01/04				0	0.02	1.5	1.3	16.8	2.3	3.0	0.8	22		

(mg/L)														
Date	T°c	cond (US)	pH	HCO ₃ ⁻	Br	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	B%
09/01/04					0	0.03	1.6	1.4	16.3	2.3	3.0	0.8	25	
12/01/04					0	0.03	1.4	1.9	16.8	2.3	3.1	0.8	27	
15/01/04					0	0.01	1.8	1.2						
18/01/04					0	0.01	1.7	1.1						
21/01/04					0	0.01	1.6	1.0						
24/01/04					0	0.01	1.6	2.2						
27/01/04				66	0	0.04	1.3	1.3	17.0	2.1	3.2	0.9	25	3%
30/01/04					0	0.05	1.2	0.0	16.9	2.1	3.1	0.8	25	
02/02/04					0	0.05	1.3	0.3	17.1	2.1	2.5	0.9	25	
05/02/04					0	0.04	1.3	0.0	16.8	2.0	2.5	0.8	24	
08/02/04					0	0.05	1.3	0.0	17.6	2.1	2.5	0.9	22	
11/02/04					0	0.05	1.3	0.4	17.4	2.1	2.5	0.9	24	
14/02/04					0	0.04	1.3	0.4	17.7	2.1	2.4	0.9	25	
17/02/04					0	0.05	1.2	0.0	17.1	2.0	2.5	1.1	21	
20/02/04					0	0.04	1.2	0.0	16.4	2.1	2.5	0.9	25	
23/02/04					0	0.05	1.6	0.0	14.0	1.9	2.3	0.8	24	
26/02/04					0	0.04	1.5	0.0	15.3	2.1	2.6	0.5	39	
29/02/04					0	0.08	1.4	0.0	15.5	2.2	2.6	0.8	25	
03/03/04					0	0.04	1.4	0.0	15.7	2.2	2.7	0.8	24	
06/03/04					0	0.04	1.4	1.7	16.0	2.2		0.8	25	
09/03/04					0	0.04	1.4	0.0	15.5	2.1	2.7	0.8	23	
12/03/04					0	0.04	1.4	1.3	16.2	2.2	2.7	0.9	25	
15/03/04					0	0.04	1.4	1.1	17.0	2.2	2.7	0.8	25	
18/03/04					0	0.05	1.5	0.4	17.1	2.1	2.7	0.8	26	
21/03/04					0	0.04	1.4	1.4	17.2	2.2	2.8	0.8	26	
24/03/04					0	0.04	1.4	1.5	17.3	2.2	2.8	0.8	25	
27/03/04					0	0.04	1.4	1.6	17.1	2.2	2.7	0.8	25	
30/03/04					0	0.05	1.4	1.0	17.0	2.2	2.8	0.9		
02/04/04					0	0.05	1.3	0.3	17.1	2.1	2.7	0.8	25	
05/04/04					0	0.05	1.4	1.1	17.2	2.1	2.7	0.9	26	
29/04/04				67	0	0.05	1.3	0.4	17.7	2.2	2.4	1.6	27	5%
02/05/04					0	0.05	1.3	1.5	16.6	2.1	2.3	0.9	24	
05/05/04					0	0.05	1.3	4.7	15.5	2.1	2.3	2.0	26	
08/05/04					0	0.05	1.3	2.7	15.7	2.2	2.4	0.9	23	
14/05/04					0	0.04	1.4	3.3	16.2	2.2	2.4	0.9	20	
17/05/04					0	0.04	1.3	1.6	15.8	2.2	2.4	0.8	21	
20/05/04					0	0.04	1.8	4.9	16.1	2.2	2.4	0.9	22	
23/05/04					0	0.04	1.5	2.6	15.6	2.1	2.4	0.8	33	
26/05/04					0	0.04	1.4	2.4	15.5	2.1	2.4	1.0	22	
29/05/04					0	0.04	1.6	2.3	15.6	2.2	2.5	1.0	23	
01/06/04					0	0.04	1.3	3.1	15.9	2.2	2.4	1.0	22	
04/06/04					0	0.04	1.3	1.7	15.7	2.2	2.5	1.0	22	
07/06/04					0	0.03	1.2	1.6	15.8	2.1	2.5	0.8	24	
10/06/04					0	0.04	1.3	1.5	16.0	2.1	2.5	0.8	23	
13/06/04					0	0.01	0.1	0.1	1.2	2.1	2.5	1.0	23	
16/06/04					0	0.04	1.3	0.6	16.2	2.1	2.5	0.8	25	
19/06/04					0	0.04	1.3	1.5	16.3	2.1	2.5	0.9	24	
22/06/04					0	0.04	1.2	1.3	16.3	2.1	2.3	0.8	24	
25/06/04					0	0.04	1.3	2.5	16.5	2.1	2.4	1.0	25	
28/06/04					0	0.04	1.4	2.7	16.4	2.1	2.5	1.0	25	
01/07/04					0	0.04	1.4	3.6	17.4	2.1	2.5	1.2	27	
04/07/04					0	0.04	1.3	0.6	16.7	2.1	2.5	0.9	25	
07/07/04				66	0	0.04	1.5	3.2	16.9	2.2	2.6	1.2	25	1%

**L'HYDROCHIMIE, MARQUEUR DE L'ÉVOLUTION À LONG TERME DES VERSANTS
MONTAGNEUX FRACTURÉS VERS DE GRANDS MOUVEMENTS DE TERRAIN**

Application à plusieurs échelles sur la haute vallée de la Tinée (Mercantour, France) et le versant de Rosone
(Gran Paradiso, Italie)

Stéphane Binet

RÉSUMÉ

Dans les milieux fracturés, l'analyse des causes menant un versant fracturé stable à évoluer vers de grands mouvements de terrain met en évidence le rôle de l'eau comme facteur aggravant et déclencheur des instabilités de versants. Les interactions à long terme eau / roche sont interprétées à partir de la composition chimique de l'eau des sources, qui renseigne sur l'état d'altération du versant (facteur aggravant) et sur le passage des ondes de crue dans le massif (facteur déclencheur).

Ainsi, l'hydrochimie permet de reconstituer les écoulements dans les versants instables. Une approche à plusieurs échelles des relations entre les écoulements et les structures gravitaires, souligne le rôle de drain de ces structures. Les comparaisons entre les sites permettent de discuter l'évolution à long terme des effets de l'eau sur la déformation des milieux fracturés. Les mouvements gravitaires lents (basculement, effondrement) décompressent le versant, favorisent l'infiltration des eaux de surface et provoquent l'apparition d'aquifères perchés dans les secteurs décomprimés. Avec la déstabilisation, l'effet saisonnier des variations de pressions d'eau diminue, mais l'influence de la charge, liée au volume d'eau infiltrée, augmente fortement. Cette charge s'applique en partie haute du versant et peut déclencher une rupture.

De plus les équilibres hydrogéochimiques observés dans les zones stables sont rompus lorsque le massif est soumis à une déformation. La dynamique de dissolution des sulfates évolue avec les déformations du massif. Ainsi, l'hydrochimie enregistre les déformations actuelles, mêmes faibles, des versants et constitue un outil performant pour la surveillance des zones instables.

Mots clés : Glissement de terrain, hydromécanique, hydrochimie, aquifère perché, sulfates

**HYDROCHEMISTRY, A MARKER OF LONG-TERM EVOLUTION OF UNSTABLE FRACTURED
SLOPES, TOWARDS LARGE MOVING ROCK MASSES**

Insight from a multi-scale approach in the high Tinée valley (Mercantour, France) and in the Rosone slope (Gran
Paradiso, Italy)

Stéphane Binet

ABSTRACT

In fractured media, the factors that make evolve a stable fractured media towards a landslide highlight the water effect as an aggravating and a triggering factor of slope instabilities. Long term water effect on stability is studied from spring water chemistry, which gives data about the weathering state in the slope (aggravating factor of the instability) and about infiltration event in the massif (triggering factor).

Thus, hydrochemistry enables to propose a conceptual model of flow in unstable slope. A multi scale approach, in two alpine valleys, of relations between the flows and the instability structures highlights the draining role of these structures. Slopes comparison enables to discuss the long term evolution of the effect between water seepages and slope destabilization. Slow movements (toppling, sagging and creep) decompress the upper part of the slope, increase the infiltrated water volumes and create perched aquifers in the decompressed areas. With the destabilization, the water / deformation coupling evolves, from high water pressure effect in low storative fractures to a water high charging effect in the high storative zone, in the upper part of the slope, and can initiate a rupture.

Hydrogeochemical equilibrium, observed in stable slope, is modified by large landslide crisis. Thus, sulfate dissolution evolves with active deformation of the slope. This observation enables to demonstrate the possibility to use hydrochemistry to monitor unstable slopes that can record slow deformation in the slope.

Key words: Landslide, hydromechanics, hydrochemistry, sulfate, perched aquifer